DIE

ERUPTIVGESTEINE

VON

LOH OELO AUF JAVA.

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE VORGELEGT DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

GOTTLOB NIETHAMMER

AUS BASEL.

Mit 1 Tafel und 4 Textfiguren.

WIEN, ~~1909.~~ 1907

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Separat-Abdruck aus „Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von F. Becke“, XXVIII. Band, 3. Heft.

Alle Rechte vorbehalten.

DIE

ERUPTIVGESTEINE

VON

LOH OELO AUF JAVA.

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE VORGELEGT DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

GOTTLOB NIETHAMMER

AUS BASEL.

Mit 1 Tafel und 4 Textfiguren.

WIEN, 1909.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag des Herrn Prof. Dr. C. Schmidt.

Basel, den 21. Juni 1907. *Prof. Dr. Fr. Zschokke,*
Dekan.

Inhaltsübersicht.

Seite

Einleitung 1
Literatur 1
Geologische Übersicht 2
Petrographische Untersuchung.
A. Eruptivgesteine 10
I Eruptivgesteine des Tertiärs.
1. Dacit vom Kali Soeroean 10
2. Hypersthenaugitandesit von K. Watoe belah 19
3. Theralitdiabas von Karang Samboeng 25
II. Eruptivgesteine der Kreide.
1. Olivinnorit vom Kali Soeroean 31
2. Der Gabbronorit von Watoe belah und mit ihm verwandte Gesteine.
a) Gabbronorit von Watoe belah 38
b) Diabas von Watoe belah 43
c) Amphibolit von Watoe belah 46
III. Glaucophangestein von Loh kidang 49
B. Vulkanische Tuffe.
Grüner Sandstein vom Tjajabantal 54
C. Kontaktgesteine.
Ägyrinaugitquarzit 57
D. Krystalline Schiefer und Sedimente des Loh oelo-Gebietes . 58
1. Granatgneisglimmerschiefer 59
2. Quarzitchloritschiefer (Grünschiefer) 63
3. Chloritsericitschiefer 64
4. Braunroter Hornstein 65
Zusammenfassung 67
Erklärungen zu den Figuren der Tafel.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546418_0145

Einleitung.

Die untersuchten Gesteine sind ein Geschenk von Herrn Dr. A. Tobler an das Naturhistorische Museum in Basel. Sie wurden von diesem Geologen bei Anlaß eines dreitägigen Ausfluges in das interessante Gebiet des Loh oelo-Flusses[1]) auf Java im Juli des Jahres 1902 gesammelt. Die von Dr. Tobler gemachten Notizen ließen in den meisten Fällen an Hand der geologischen Karte 1 : 100.000 dieses Gebietes von Verbeek & Fennema (9)[2]) die Fundorte festlegen.

In dem genannten Werk von Verbeek & Fennema über Java und Madoera sind die Eruptivgesteine des Loh oelo-Terrain zum ersten und unseres Wissens einzigen Mal beschrieben worden. Diese Untersuchung hielt sich aber in engen Grenzen. Unter dem von A. Tobler gesammelten Material fanden sich zudem mehrere von Verbeek nicht erwähnte Gesteine vor. Es schien daher eine neue und eingehende Untersuchung dieser Gesteine von Wert zu sein.

Literatur.

1. Franz Junghuhn, Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Deutsche Übersetzung der zweiten, verbesserten holländischen Ausgabe. Leipzig, Arnoldsche Buchhandlung, 1852.
2. R. D. M. Verbeek, Over de geologie van Java. Tijdschr. v. h. Aardrijkskundig Genootschap. Amsterdam. B. I, 1876.
3. Th. H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. I. Stück. Verh. d. kon. Ak. v. Wetensch. Deel XX. Amsterdam 1880.
4. Verbeek, Zur Geologie von Java und Sumatra. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1881, Bd. I, pag. 96.

---

[1]) oe holländisch, wird wie das deutsche u ausgesprochen.

[2]) Die eingeklammerten großen Zahlen verweisen auf die Literaturzusammenstellung auf dieser Seite, wo unter der angegebenen Nummer das betreffende Werk zitiert ist. Eventuell beigefügte kleine Zahl gibt die betreffende Seite an.

5. Verbeek & Fennema, Nieuwe geologische ontdekkingen op Java. Verh. d. kon. Akad. v. Wetensch. Deel XXI, 1881. Auch erschienen in: Nat. Tijdschr. v. Ned. Indië, Deel XLI, 1881.

5*a*. Verbeek & Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. Neues Jahrb. f. Min. etc. II. Beilageb., 1882, pag. 186. Etwas gekürzt, dasselbe wie 5.

6. Th. H. Behrens, Contributions à la pétrographie de l'archipel indien. Archives néerlandaises, Tome XVIII, 1883.

7. Verbeek, Über Pyroxenandesite des Niederl.-Indischen Archipels. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1885, I, pag. 243.

8. Verbeek, Voorloopig bericht over nummulieten, orbitoiden en alveolinen van Java etc. Nat. Tijdschr. v. Ned.-Ind. Bd. LI, 1891.

8*a*. Verbeek, Kurze Zusammenfassung des vorigen im N. J. f. Min., 1885, I, pag. 243.

9. Verbeek & Fennema, Description géologique de Java et Madoera. Amsterdam, Joh. G. Stemler Cz., 1896. Französ. Ausgabe.

10. Verbeek, Overzicht der op Java voorkomende formatie's. Verh. d. kon. Akad. v. Wetenschapen, Deel V, 1897, 1. Sect.

11. Verbeek, Die Geologie von Java. Petermanns geographische Mitteilungen, Bd. 44, 1898, pag. 25.

12. Verbeek, Descriptions géologiques de l'île Ambon. (Edition française du Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië, Tome XXXIV, 1905, partie scientifique.) Batavia, imprimerie de l'état, 1905, pag. 48.

Geologische Übersicht.

Die Insel Java wird oberflächlich fast ausschließlich aus vulkanischen und sedimentären Produkten der Tertiär- und Jetztzeit aufgebaut. Unter den tertiären nehmen die miozänen und pliozänen Bildungen den weitaus größten Raum ein. Die schwach entwickelten Eozänbildungen überwiegen ihrerseits wieder stark die oligozänen, die auf Java fast fehlen. Erst verhältnismäßig spät, 1881 (5), wurde das Vorhandensein von auch voreozänen Gesteinen auf Java konstatiert. Der früher als prinzipiell angesehene Unterschied zwischen Java und Sumatra, auf welch letzterer Insel ältere Gesteine eine bedeutende Rolle spielen, war nunmehr nur noch ein relativer.

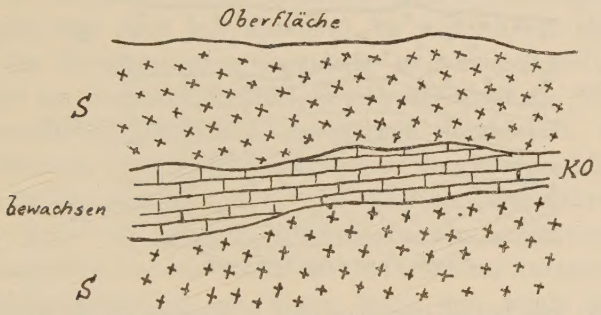
Vortertiäre Gesteine kommen auf Java an drei verschiedenen Punkten vor, die alle in der südlichen Hälfte der Insel liegen. Das westlichste Vorkommen liegt in der Residenzschaft Preanger an der Tjiletoe-Bai, einer kleinen Teilbucht der großen Wijnkoops-Bai, direkt am Meere.[1]) Das zweite liegt ziemlich genau in der Mitte der Insel

[1]) Die Gesteine dieses Gebietes hat 1880 Th. H. Behrens untersucht (vergl. 3, Seite 5—19). Als Eruptiva führt er an: Olivin-Diallag-Gesteine (=Wehrlite), Olivindiabas, Gabbro und Olivingabbro.

Java, zirka 30 *km* nördlich der Südküste im Sammelgebiete des Loh oelo-Flusses, auf der Grenze der Residenzschaft Bagelen mit Banjoemas. Das dritte Vorkommen liegt ca. 100 *km* östlich des vorigen in der Residenzschaft Soerakarta und bildet das Gebirge bei Djiwo.

Das Vorkommen am **Loh oelo** ist das interessanteste. Es besitzt von allen drei Gebieten die größte Ausdehnung (siehe Fig. 3). In westöstlicher Richtung mißt es 28 *km*, in nordsüdlicher an der breitesten Stelle 9 *km*. Mit der Ausdehnung ist auch die Mannigfaltigkeit der Schiefer und der in ihnen auftretenden Eruptivgesteine eine größere

Fig. 1.



Kalkstein mit Orbitolinen (*KO*) in Serpentin (*S*) bei Keboetoe doewoer.
Nach Verbeek.

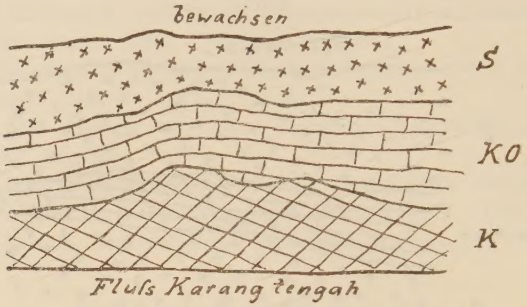
geworden. Außerdem ist dieses Gebiet von großer stratigraphischer Bedeutung, indem einzig hier von Verbeek Fossilien gefunden wurden, und zwar Orbitolinen, welche für die Loh oelo-Schiefer und ihre Eruptivgesteine kretazisches Alter bekunden. Darnach werden nicht nur die beiden andern dem Loh oelo-Terrain analogen Gebiete auf Java als der Kreideperiode angehörig aufgefaßt, sondern auch viele andere Vorkommnisse von gabbro-peridotitischen Gesteinen des malaiischen Archipels überhaupt. Die Schiefer von Loh oelo stellen ein Äquivalent der Danau-Formation auf Borneo dar.[1])

Die Orbitolinen wurden 1887 von Verbeek (8) zwischen Sironggé und Keboetoe doewoer am J. Koepang gefunden, NNO. des Gabbrovorkommens in einer dem Serpentin eingelagerten Kalkschicht (Fig. 1). Sie stellen eine kleinere Varietät von *Orbitolina concava*

[1]) Vergl. G. A. F. Molengraaff, Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo, Leiden 1900, pag. 438—446.

Lam. dar, die ein Leitfossil für Cenoman ist (9, 1136; Taf. II, Fig 23—26). Später fand Verbeek (12, 50) Orbitolinen noch nordnordöstlich vom vorigen Fundpunkt, an einem rechten Nebenfluß des Watoe belah, genannt Karang tengah. Auch hier liegt der orbitolinenreiche Kalkstein anscheinend in Serpentin. In Fig. 1 und 2 gebe ich zwei Skizzen dieser Vorkommnisse, die Verbeek nicht in der Monographie über Java, sondern im Werk über Ambon (12, Atlas Beilage VI, Fig. 57 und 58) veröffentlicht hat.

Fig. 2.



Kalkstein (*K*), zum Teil mit Orbitolinen (*KO*) in Serpentin (*S*) am Karang tengah. Nach Verbeek.

Bekannt waren die drei javanischen Schiefergebiete schon Junghuhn (1, Bd. III, pag. 268—278), dem ersten wissenschaftlichen Bearbeiter der Insel Java. Er sah aber die Schiefer als durch die in ihnen auftretenden Eruptivgesteine metamorphosierte tertiäre Gesteine an. Erst Fennema (5 und 5*a*) erkannte sie 1881 als einer selbständigen, älteren Formation angehörend, und Verbeek konnte sie dann 1887 infolge seiner Orbitolinenfunde der Kreide zuweisen (8).

Nach Verbeek & Fennema (5*a*, 187 und 9, 381) sind **die Gesteine des Schiefergebietes von Loh oelo** hauptsächlich grüne Schiefer, vorwaltend „Serpentinschiefer", außerdem Chlorit- und Talkschiefer, Glimmerschiefer, „Serpentinbreccien", Grünsande, harte Tonschiefer und krystallinische Kalke. In den letzteren sind von Verbeek die Orbitolinen gefunden worden. Alle diese Gesteine wechseln so miteinander ab, daß keine gesetzmäßige, stratigraphische Aufeinanderfolge konstatiert werden konnte. Verbeek betrachtet die grünen Schiefer als Tuffbildungen der ihnen eingelagerten Eruptivgesteine

und nennt sie „Serpentinschiefer“. Die zwischengelagerten Bänke mit Foraminiferen beweisen ihren unterseeischen Absatz sowie die unterseeische Erstarrung der ihnen eingelagerten Gabbro und Diabase.

Von Eruptivgesteinen führt Verbeek an: Gabbro, Serpentin, Diabas einerseits und „Quarzporphyrit“ andererseits. Die Gabbro- und Diabasgesteine werden von Verbeek als mit den Schiefern gleichaltrig betrachtet. Er tut dies aus Analogie der Verhältnisse mit denen der Djiwokette, wo Gabbro und Diabas den Schiefern deutlich konkordant eingelagert sind. Diese Parallelisation ist aber nicht einwandfrei. Wie aus den Profilen Verbeeks durch das Gebirge von Djiwo hervorgeht (vergl. besonders Profil Nr. XIII der Beilage 10 seiner Monographie von Java und Madoera), ist nämlich nur ein Teil der Diabase den Kreideschiefern lagerartig zwischengelagert, während ein anderer am Goenoeng Pendoel die Schiefer sowie die Nummulitenkalk-führenden Eozänschichten stockförmig durchbricht, also posteozänen Alters ist. Dieselbe Trennung in zwei verschiedenaltrige Diabase muß auch bei den Diabasen des Loh oelo-Gebiete durchgeführt werden. Nach der Karte des Loh oelo-Gebietes von Verbeek (vergl. Fig. 3) tritt der angeblich kretazische Diabas vom Goenoeng karangan (südlich des Gabbrovorkommens am Watoe belah und wenig östlich des Loh oelo-Flusses unterhalb Loh Kidang) außerhalb der Kreideschiefer auf und ist allseits von Altmiozän umgeben. Danach hat also der Diabas Eozän und Altmiozän durchbrochen (vergl. das Profil in Fig. 4). Ein anderer Diabas wurde von A. Tobler innerhalb des Schiefergebietes von Loh oelo neben dem Gabbro von Watoe belah oberhalb Loh kidang gesammelt. Die petrographische Untersuchung lehrte nun, daß an einen genetischen Zusammenhang dieser Gesteine mit dem tertiären Diabas des Gg. Karangan nicht zu denken ist, indem erstere wirkliche Vertreter der gabbro-peridotitischen Gesteinsreihe sind, dieser aber der Familie der theralitischen Gesteine angehört. Es liegt daher nahe, einerseits die Gesteine von Watoe belah mit den kretazischen Lagerdiabasen des Djiwo-Gebirges genetisch zu verknüpfen, anderseits den Diabas des Gg. Pendoel im Djiwogebirge auch als Theralitdiabas anzusprechen.[1])

[1]) Inwieweit diese Erkenntnis auch auf die von Verbeek gemeldeten, außerhalb der Kreideschiefergebiete auf Java (besonders in Bantam) auftretenden „Augit-Andesite vom Charakter der Diabase und Gabbros“ anzuwenden ist, entzieht sich meinem Urteil. Diese Gesteine haben das Eozän, teilweise auch das Altmiozän durchdrungen.

Fig. 3.

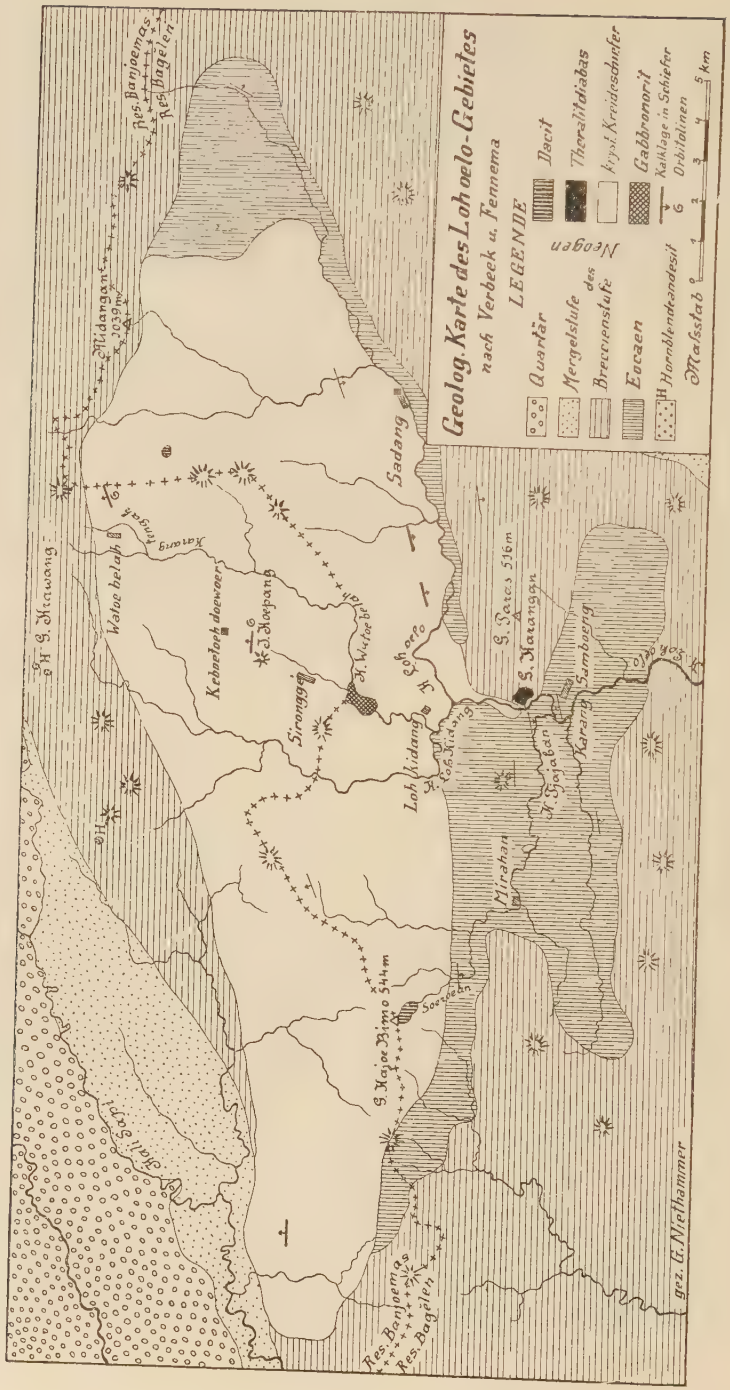
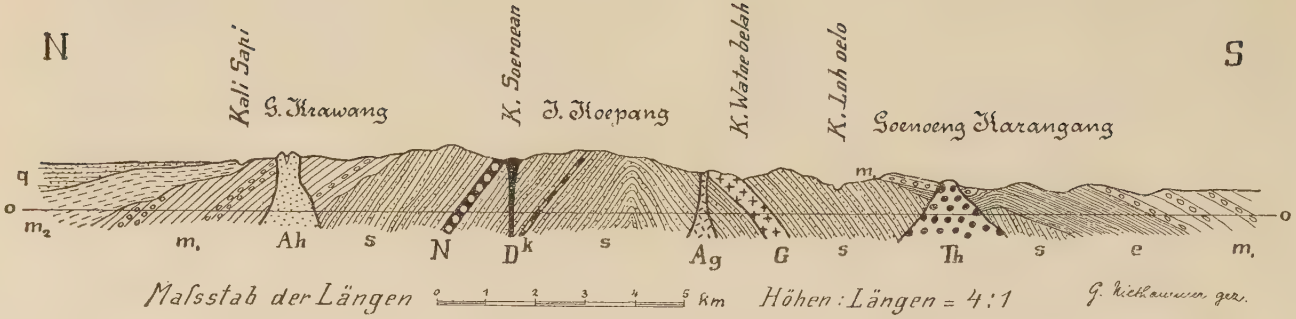

Geolog. Karte des Loh oelo-Gebietes
nach Verbeek u. Fennema
LEGENDE
Quartär
Mergelstufe
Breccienstufe des
Eocaen
Hornblendeandesit
Neogen
Dacit
Theralitdiabas
kryst. Kreideschiefer
Gabbronorit
Kalklage in Schiefer
Orbitolinen
Maßstab
5 km
Res. Banjoemas
Res. Bagelen
Midangan
Sadang
Watoe belah
Keboetoeh doewoer
Sirongge
Loh Kidang
Mirahan
Karang Samboeng
Soeroean
Res. Banjoemas
Res. Bagelen
gez. G. Niethammer

Fig. 4.



Schematisches Profil durch das kretazische Schiefergebiet von Loh oelo.
Ergänzt nach Verbeek und Fennema sowie A. Tobler von G. Niethammer.

q Quartär; m_2 Mergelstufe, m_1 Breccienstufe des Jung-Tertiärs; *Ah* Hornblendeandesit; *Ag* Hypersthenaugitandesit; *D* Dacit; *Th* Theralitdiabas; *e* Eocän; *s* Schiefer der Kreideformation; *k* Kalklage mit Orbitolinen; *G* Gabbronorit; *N* Olivinnorit; *O* Meeresniveau.

Weitere Vertreter der gabbro-peridotitischen Gesteinsfamilie fand Dr. Tobler nebst dem schon genannten Diabas von Watoe belah am selben Ort als Amphibolit und als Olivinnorit beim „Quarzporphyrit" des Kali Soerocan. Sie werden ebenfalls der Kreide zugezählt, besonders auch darum, weil sie alle wie der Gabbro von Watoe belah immer deutlich dynamometamorph beeinflußt sind, während dies beim Theralitdiabas vom Gg. Karangan nicht der Fall ist.

Über das Alter des „Quarzporphyrites" geben die örtlichen Verhältnisse keinen Aufschluß. Seinem habituellen Aussehen, sowie dem Fehlen dynamometamorpher Erscheinungen nach scheint er jünger zu sein als Kreide. Er wurde demgemäß als Dacit beschrieben.

Als drittes tertiäres Eruptivgestein ist der von A. Tobler am Watoe belah gesammelte Hypersthenaugitandesit von typisch jungeruptivem Charakter anzusehen. Wir haben es hier mit einem der auf Java häufigen miozänen Augit- und Hornblende-Andesitergüsse zu tun. Schon ganz nahe im Norden des Schiefergebietes von Loh oelo verzeichnet Verbeek (vergl. Fig. 3) mehrere kleine jungmiozäne Hornblendeandesitvulkane.

Als erster fand A. Tobler noch ein Glaukophangestein bei Loh kidang, einen Andesittuff im Tjajabontal und einen Ägyrinaugitquarzit als Kontaktprodukt zwischen Loh kidang und Karang Samboeng. Diese Gesteine stellen nur Blockvorkommnisse dar und ließen sich daher in keine genetische Beziehung zu den übrigen Gesteinen stellen.

Trägt man — soweit dies möglich ist — die neuen Funde Dr. Toblers, sowie die vorher schon bekannten Eruptivgesteine nach den oben erwähnten Untersuchungsresultaten in die Verbeekschen Profile[1]) durch das Loh oelo-Terrain (in denen Verbeek die Eintragung der Eruptivgesteine — mit Ausnahme der jungmiozänen Hornblendeandesite — ganz unterlassen hat) ein, so erhält man ein Profil, wie es Fig. 4 wiedergibt. Wir ersehen daraus, daß die im Gebiete des Loh oelo aufgeschlossenen Kreideschiefer(s) einer im allgemeinen OW streichenden Antiklinale angehören, deren Schenkel im einzelnen hin und wieder gefältelt sind. Den Schiefern finden wir am Hügel J. Koepang eine Kalklage (k) eingeschaltet, in welcher bei Keboetoe doewoer Verbeek seine bedeutungsvollen Funde von *Orbitolina concava* gemacht hat. Südlich davon, im Südschenkel der Kreideantiklinalen, ist den

[1]) Vergl. 9. Atlas, Beilage XI, Profile XIX—XXI.

Schiefern der Gabbronorit (G) und Diabas vom Kali Watoe belah konkordant eingelagert, während im N. der Olivinnorit (N) vom Kali Soeroean als zweites kretazisches Eruptivgestein in den Schiefern auftritt.[1]) Zur Tertiärzeit haben alsdann ein Hypersthenaugitandesit (Ag) und ein Dacit (D) die Kreideschiefer gerade beim Gabbro- und Olivinnorit durchbrochen. Als älteste tertiäre Bildungen kommen am Süd- und Ostrand der Loh oelo-Schiefer eozäne Mergel, Sandsteine, Konglomerate und Breccien vor (e), enthaltend Fragmente von Gabbro, Diabas und Schiefer. Die eozänen Bildungen sind den steilstehenden Schiefern diskordant aufgelagert, stellen also eine Küstenbildung an dem damals schon über das Meeresniveau gefalteten kretazischen Schiefergebirge dar. Am Nordrand unseres Gebietes kommen die Eozänschichten nicht zutage; auf den Kreideschichten liegt direkt Miozän (m_1). Im Süden des Schiefergebietes ist das Miozän dem Eozän konkordant aufgelagert und mit diesem schwach gefaltet. Nach der Ablagerung der mächtigen brecciösen Bildungen des Altmiozäns (m_1) fand eine Eruption von essexitisch-theralitischem Magma statt; sie führte zur Bildung des die Eozän- und Altmiozänschichten durchstoßenden Theralitdiabases am Goenoeng Karangan. Flach aufgerichtete, jungmiozäne mergelige Schichten (m_2) sehen wir im Profil nur im Norden auftreten, sie sind aber auch im Süden vorhanden, wie die Karte in Fig. 3 eben noch zeigt. Während sie hier dem älteren Miozän konkordant aufgelagert sind, liegen sie dort diesem diskordant auf. Es hat somit die nach Schluß der Kreideperiode einsetzende gebirgsbildende Bewegung fast ohne Unterbruch bis ans Ende der Miozänzeit fortgedauert. Nach deren Ausklingen ist anscheinend der Hornblendeandesit (Ah) der Gg. Krawang zur Erstarrung gelangt.

Nicht unerwähnt gelassen darf noch der Granitblock werden, der am Südufer des Loh oelo-Flusses bei Sadang gefunden wurde.[2]) Er weist nach Verbeek darauf hin, daß auch im Untergrund von Java die alte Schieferformation paläozoischen Alters nicht fehlt, die auf Sumatra so verbreitet und ständig von Graniten begleitet wird. Als

---

[1]) Ich bemerke hier nochmals, daß die konkordante Einzeichnung von Gabbro- und Olivinnorit in die Schiefer nicht beobachtet werden konnte. Da aber das kretazische Alter dieser Eruptivgesteine — wie früher in der Einleitung auseinandergesetzt wurde — als sicher anzunehmen ist, wurde es auch im Profil schematisch zum Ausdruck gebracht.

[2]) In der Sammlung Tobler fand sich leider keine Probe dieses Granites.

direkten Herkunftsort des Granitblockes nimmt Verbeek das eozäne Konglomerat an.

Die Kreideschiefergebiete von Java fügen sich in ihrer Lage sowie nach ihrem petrographischen Bestande ganz an die Vorkommnisse von kretazischen Schiefern mit gabbro-peridotitischen Gesteinen, die auf einer Linie liegen, welche sich vom Arakan-Gebirge im westlichen Birma über die Andamen, Nicobaren und die Insel Sibora (Mentawei-Gruppe westlich Sumatra) erstreckt. Insgesamt finden diese ihre Analoga an verschiedenen Orten in Europa, besonders in den kretazischen, krystallinen Schiefern mit Serpentinen Griechenlands.

Petrographische Untersuchung.

A. Eruptivgesteine.

Wie in der einleitenden geologischen Übersicht auseinandergesetzt wurde, ist nur ein Teil der in den Kreideschiefern von Loh oelo auftretenden Massengesteine als kretazisch anzusehen. Allen kretazischen Eruptivgesteinen sind typische dynamometamorphe Umwandlungserscheinungen eigentümlich. Die übrigen Eruptivgesteine von Loh oelo sind jünger, aber nicht unter sich gleichen Alters.

I. Eruptivgesteine des Tertiärs.

1. Dacit vom Kali Soeroean.

Dieses ausnehmend schöne, von Verbeek als Quarzporphyrit bezeichnete Gestein kommt als größerer kuppenförmiger Komplex am Kali Soeroean, einem westlichen, am G. Kajoe Bimo entspringenden Quellflusse des Loh oelo vor. Eine zweite Fundstätte befindet sich im nordöstlichen Teil des Schiefergebietes von Loh oelo, am Ostabhang des Banjoemas-Bagelenschen Grenzkammes (vergl. Karte).

Makroskopisches Aussehen. In einer graubraunen, etwas rötlichen, fleischfarbenen Grundmasse liegen massenhaft mittelgroße Feldspat- und Quarzkrystalle. Der Feldspat ist weiß gefärbt und zeigt gelegentlich einen wasserhellen Kern. Das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat ist ca 1 : 3. Die Grundmasse erscheint dem bloßen Auge völlig dicht; angewittert zeigt sie längliche Grübchen, die mehr oder weniger fluidale, zu den Einsprenglingen parallele Lagerung zeigen. In zersetztem Zustande sieht die Grundmasse schmutziggrün aus.

Der Quarz tritt in schönen sechsseitigen Doppelpyramiden der Kombination + R und — R auf, wozu noch, aber ganz zurücktretend, das Prisma treten kann. Beim verwitterten Gestein lassen sich diese Quarzdihexaëder leicht herauslösen.

Mikroskopisches Verhalten. Im Dünnschliff zeigen die hexagonalen, isotropen Quarzdurchschnitte fast immer scharfe, geradlinige Umgrenzung, während die rhombenförmigen, anisotropen Querschnitte oft deutliche Spuren der magmatischen Korrosion, als Abrundung der Ecken und kleine Einbuchtungen, aufweisen; tiefgehende Resorptionsphänomene waren nicht zu beobachten. Zwickel von zerspratzten Quarzeinsprenglingen sind selten; jedoch durchziehen viele Risse die Quarzquerschnitte. Die Risse verlaufen meist unregelmäßig; hin und wieder reihen sie sich aber ungefähr konzentrisch zum Umriß an und sind dann ziemlich häufig von länglichen Zwischenräumen unterbrochen, in welchen die durch die Risse eindringenden atmosphärilischen Wässer Calcit und Chlorit abgesetzt haben. Auffallend ist, daß sich an den feinen Rissen gern die, die zarte Bestäubung der wasserklaren Quarzdurchschnitte hervorrufenden, zahlreichen Glaseinschlüsse anhäufen. Diese Einschlüsse sind sehr klein, besitzen beliebige Gestalt und umschließen oft ein Gasbläschen.

Die Feldspateinsprenglinge bilden quadratische bis kurz rechteckige Querschnitte von bis 8 *mm* Seitenlänge. Die meist nach der b-Achse verkürzten Krystalle sind flächenreich, und zwar treten auf: P (001), M (010), l (110) und T ($1\bar{1}0$) immer, seltener x ($10\bar{1}$), f (130), z ($1\breve{3}0$). Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist die Regel und schon makroskopisch sehr schön zu sehen. Meist kommen nur wenige, nach dem Albitgesetz eingefügte Zwillingslamellen vor; seltener treten viele schmale Lamellen auf. Häufig besteht der Krystall aus zwei Hälften in Albitgesetzzwillingsstellung, denen — besonders in der Nachbarschaft der Zwillingsgrenze — je schmale Lamellen nach demselben Zwillingsgesetz eingeschaltet sind (Fig. 1, Tafel VII). Nicht selten sind auch Zweihälfter nach (010). Das Periklingesetz tritt neben dem Albitzwillingsgesetz auch auf, doch durchkreuzen sich die Zwillingslamellen nie, immer stoßen sie aneinander ab oder hören vorher auf. Albitzwillinge können ihrerseits wieder nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sein, und zwar — wie dies Fig. 1 der Tafel zeigt — in der Art der Manebacherzwillinge. Nie wurden aber alle drei Zwillingsgesetze an ein und demselben Individuum vereinigt

gefunden. Kreuzartige Feldspataggregate werden zum Teil wohl auf zwillingsgemäße Durchwachsungen, z. B. nach dem Bavenoergesetz, zurückzuführen sein.

Magmatische Korrosionserscheinungen machen sich am Feldspat nur in untergeordneter Weise geltend, indem hie und da die Ecken und Kanten abgerundet sind. Wie beim Quarz, so wurde auch hier bemerkt, daß die um die Enden der c-Achse gelegenen Kanten und Ecken am ehesten und am stärksten korrodiert erscheinen.

Die Beobachtung der Feldspateinsprenglinge im Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols lehrt sofort, daß der Plagioklas nicht chemisch einheitlich aufgebaut ist. Ein schwächer doppelbrechender, wasserklarer Feldspatkern mit stahlblauen bis grauweißen Interferenzfarben wird umrandet von einer breiten, nach innen unregelmäßig gestalteten Schale eines stärker doppelbrechenden, stark getrübten, sekundären Feldspates mit weißlichen Interferenzfarben erster Ordnung. Dieser besitzt fast plötzliche Auslöschung und Aufhellung, jener wird infolge seiner starken Dispersion in keiner Lage völlig ausgelöscht.

Zur Bestimmung des Kernes dienen folgende Beobachtungen:

1. Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach M: $+5^{0}$ (auch bis $+10^{0}$);
2. Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach P: 0 bis $+1^{0}$;
3. Maximale symmetrische Auslöschungsschiefe in Zone $\perp$M: $+8^{0}$;
4. Symmetrische Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp$P und M: $+8^{0}$;
5. Auslöschungsschiefe auf Schnitten $\perp$c: $+3^{0}$, $+4^{1}/_{2}{}^{0}$;
6. Auslöschungsschiefe auf Schnitten $\perp$a: $+4^{0}$, $+8^{0}$, $+12^{0}$;
7. Optischer Charakter: —;
8. Dispersion: $\upsilon < \rho$;
9. Als mittlerer Brechungsexponent wurde nach der Methode von Schroeder van der Kolk[1]) mittelst Äthylenbromid und Nitrobenzol und nach Weinschenk[2]) mittelst Thouletscher Lösung vom spezifischen Gewicht 2·154 der mittlere Wert 1·545

[1]) Schroeder van der Kolk, Tabelle zur Bestimmung der Minerale nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden 1906.

[2]) Weinschenk, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops. Freiburg i. Br. 1901, pag. 29.

erhalten. γ wurde in der Nähe von 1·55 liegend befunden, α in der Nähe von 1·54;

10. Das spezifische Gewicht, bestimmt an noch ganz durchsichtigen Feldspatkernen mit Hilfe der Westphalschen Wage und Thouletscher Lösung bei 15° C, erwies sich von der Höhe 2·65.

Diese Werte beweisen, daß die frische Feldspatsubstanz im Kern der Feldspateinsprenglinge aus Oligoklas mit 25% An besteht. Einigen erhaltenen Werten zufolge sinkt der Anorthitgehalt nicht gar selten bis auf etwa 15% herab, was einem sehr sauren Oligoklas entspricht. Diese saurere Oligoklassubstanz setzt die randlichen Partien des frischen Feldspatkerns zusammen; denn nicht selten kann trotz der randlichen Umwandlung des Feldspates saurere Schalenbildung noch deutlich wahrgenommen werden. Da die äußersten Schalen der Feldspateinsprenglinge immer schon umgewandelt sind, so ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß noch saurere Plagioklassubstanz als solche mit 15% An die Feldspateinsprenglinge umrandete.

Wie schon erwähnt, geht der frische, aus Oligoklas bestehende Kern der Plagioklaseinsprenglinge am Rande über in stark getrübten, offensichtlich sekundären Feldspat vom Charakter des Albits. Für Albitcharakter zeugen die folgenden Beobachtungen:

1. Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach M: $+13°$ bis $+20°$;
2. Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach P: $+3°$ bis $+6°$;
3. Maximale symmetrische Auslöschungsschiefe in Zone $\perp$M: $-16°$;
4. Symmetrische Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp$M und P: $-16°$;
5. Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp \alpha$: $-18°$, $-14°$;
6. Optischer Charakter: +;
7. Lichtbrechungsexponenten: 1·53—1·54;
8. Spezifisches Gewicht: 2·58—2·60.

Dieser trübe Albit bildet eine Schale von oft ziemlich beträchtlicher Dicke. Manche Feldspatquerschnitte bestehen nur aus diesem getrübten Albit; es liegen hier aber keine zentralen, sondern randliche Schnitte vor. Die Trübung rührt her von zahllosen, bräunlichen, erdigen Zersetzungsprodukten von außerordentlicher Kleinheit. Unter den größern von ihnen glaubt man Zoisit erkennen zu müssen. Zahlreich sind in ihm auch kleine Schuppen und sternförmige

Aggregate von Sericit. Die Bildung dieses sekundären Albites beginnt deutlich in der äußersten Schale; er wuchert von da nach innen. Seine innere Begrenzungsfläche ist unregelmäßig rundlich und geht absolut nicht parallel der Krystallumgrenzung; nicht selten treibt sie schlauchartige Fortsätze in den primären Oligoklas. Der Übergang von primärem Kern zu sekundärer Schale vollzieht sich relativ sehr schnell. Oft liegen aber im sekundären Albitrand noch frische Oligoklasreste eingeschlossen.

Das Eigentümliche an dieser Albitisierung des Oligoklases liegt nun aber darin, daß die neu entstehende Albitsubstanz mit ihren krystallographischen Achsen denjenigen des Oligoklases parallel geht und so nicht nur die äußere Umgrenzung, sondern — in der Regel — auch die Zwillingserscheinungen des primären Feldspates erhalten bleiben.[1])

[1]) Diese Albitisierung von Kalknatronfeldspaten unter Erhaltung derer morphologischen Eigenschaften konnte ich seither an den Kalknatron-Feldspateinsprenglingen neuer, von Dr. A. Tobler gesammelten Sumatragesteine (aus dem Barissangebirge der Residenzschaft Djambi) wiederholt beobachten. Mehrmals ließ sich unter den den Albit trübenden gesammelten Mineralien Zoisit sicher nachweisen, oder es ist dem Albit, Zoisit oder Pistazit in größeren Körnern beigemengt. Umwandlung in einheitlich aufgebauten, von Manganepidot erfüllten Albit läßt sich z. B. auch an den basischen Plagioklaseinsprenglingen des Porfido rosso antico (eines Hornblendeglimmerporphyriten) beobachten. Viele seiner Feldspateinsprenglinge bestehen nur noch aus Albit. Es wäre somit diese Albitisierung oft sicher nichts anderes als eine Art Saussüritisierung, bei der das sich ausscheidende Albitmolekül einen dem umgewandelten Plagioklaskrystall parallel orientierten, morphologisch gleichen Albitkrystall bildet und dabei das freiwerdende Anorthitmolekül Anlaß zur Bildung der den Albit trübenden Substanzen Zoisit, Pistazit etc. gibt. Damit in Einklang steht die von mir mehrmals beobachtete Tatsache, daß die äußeren Partien des sekundären Albitrandes — entsprechend der saureren, an Anorthitmolekül weniger reichen Umschalung des primären Feldspates — von Zersetzungsprodukten weniger getrübt ist als innere Partien oder sogar frei ist von solchen. In obigem Dacit vom Kali Soeroean ist das in geringem Maße auch der Fall.

Hat nun diese Art der Umbildung alle Feldspate in Albit umgesetzt, so entstehen Gesteine von keratophyrischem Charakter, indem ja die Hauptbedingung: Feldspateinsprengling = Albit, erfüllt ist. Bei den untersuchten Sumatragesteinen finden sich nun sehr häufig solche Gesteine. Es sind porphyritische Gesteine, deren Plagioklaseinsprengling ein mehr oder weniger stark getrübter, chemisch einheitlich und nicht schalig aufgebauter Albit ist. Ich möchte daher bei diesem Anlaß die Vermutung aussprechen, daß Keratophyre und Quarzkeratophyre oft sicher nichts anderes sind als Porphyrite, Quarzporphyrite und -porphyre, deren Kalknatronfeldspäte albitisiert worden sind.

Infolge der stärkeren Doppelbrechung des Albits gegenüber Oligoklas kann man bemerken, wie nicht selten der sekundäre Albitrand sich in ungetrübter, fein aderig verzweigter Form in den Kern hinein fortsetzt, so daß eine sekundäre perthitische Verwachsung zustande kommt.

Die chemische Analyse des Plagioklaseinsprenglings, die ich im chemischen Laboratorium des hiesigen geologischen Institutes ausführte, ergab:

SiO_2	63·70%
Al_2O_3	23·57%
CaO	3·30%
Na_2O	9·96%
Summa	100·53%

Nach den von F. A. Wülfing[1]) berechneten Werten entspricht dies einem Plagioklas von zirka 15—20% Anorthitgehalt. Auf optischem Wege wurde erkannt, daß der primäre Feldspat aus Oligoklas mit 25—15% An besteht. Bei der Albitisierung ist also nur wenig oder gar kein Kalk weggeführt worden; er wird größtenteils oder ganz als Zersetzungsprodukt in sehr feiner Verteilung im Albit verblieben sein.

Monokliner Feldspat. Kleine wasserklare, gerade oder wenig schief auslöschende Leisten eines feldspatartigen Minerals, das aber nur ganz selten auftritt, dürften wohl Sanidin sein.

Dunkle Gemengteile scheinen auf den ersten Blick hin dem Gestein zu fehlen. Bei näherem Studium macht sich aber ihre Anwesenheit in sekundärer Form bemerkbar. Sie sind nur in geringer Menge vorhanden.

Zu den dunklen Gemengteilen erster Ausscheidung gehört wohl ein in der Größe und Menge weit hinter Quarz und Feldspat zurücktretendes glimmerartiges Mineral, auf das die eingangs erwähnten, an der verwitterten Gesteinsoberfläche auftretenden, fluidal gerichteten Grübchen zurückzuführen sind. Die langen, schmal leistenförmigen Querschnitte zeigen oft wellige, fluidale Krümmung; sie sind in der Nähe von Quarz- und Feldspateinsprenglingen diesen angeschmiegt oder parallel gelagert, weisen auch sonst Neigung zu

[1]) In H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. II. Teil, IV. Auflage, 1905, pag. 330.

fluidaler Lagerung auf. Es besitzt lichtbräunliche Farben, schwachen biotitartigen Pleochroismus, penninähnliche Doppel- und Lichtbrechung und zeigt bei Einwirkung von HCl geringe Gelatinationsfähigkeit. Es scheint sich um Pseudomorphosen eines chloritischen, biotitartigen Minerals nach Biotit zu handeln. Die Querschnitte durch dieses Mineral sehen an der Umgrenzung oft wie zerfressen aus. Die Einbuchtungen sind dann gern erfüllt, gleichsam ausgeheilt, durch ein grünliches, stark licht- und doppelbrechendes, titanitartiges Mineral, das auch in der Grundmasse ziemlich regelmäßig auftritt und linsenartige Nester bildet.

Außer Biotit muß noch ein anderer primärer dunkler Gemengteil spärlich vorhanden gewesen sein. Es deuten darauf scharf umgrenzte, im Querschnitt rundliche, dickstenglige Nester von einheitlich aufgebautem Calcit, in dem oft große Apatitkörner liegen, außerdem kleine, länglich und rundlich umgrenzte Penninpseudomorphosen, die von Leukoxen umgrenzt sind. Letzterem Umstand nach könnte das ursprüngliche Mineral titanhaltige Hornblende oder titanhaltiger Augit gewesen sein.

Häufiger treten noch einsprenglingsartig mosaik-, garben- bis sphärolithartige Aggregate eines farblosen blättrigen Minerals von anscheinend gerader Auslöschung auf, dessen Lichtbrechung = zirka 1·6—1·65, Doppelbrechung = zirka 0·02 ist, mit optisch positivem Charakter, positiver oder negativer Hauptzone und senkrecht dazu stehender optischer Achsenebene. Dies sowie das habituelle Aussehen spricht für Wollastonit, jedoch gelatiniert es nicht bei der Behandlung mit HCl; für Prehnit ist die Doppelbrechung zu gering. Es bleibt daher unsicher, welcher Natur dieses zweifellos sekundäre Mineral ist, das allem Anschein nach ein Zersetzungsprodukt der Grundmasse darstellt.

Die ersten Ausscheidungen des Magmas sind sehr spärlich. Am häufigsten erscheint Apatit in kurzen gedrungenen Säulen von beinahe isometrischer Ausbildung und beträchtlicher Größe. Ihr Durchmesser beträgt 0·2—0·3 *mm*. Von Erzen kommt Pyrit in ziemlich großen Krystallen selten vor, häufiger Ilmenit. Bei näherer Untersuchung des Schliffes erkennt man, daß Ilmenit ursprünglich zahlreicher vorhanden war. Überall entdeckt man nämlich braune Körner und bräunlichtrübe, oft deutlich rhomboëdrisch aufgebaute Massen von Leukoxen, in denen der Ilmenit ganz verschwunden ist. Zirkon

kommt hie und da in schönen Prismen mit pyramidaler Endigung vor, oft dem Ilmenit oder Leukoxen an- beziehungsweise eingewachsen.

Die Grundmasse (sp. G. = 2·65) stellt ein Gemenge sehr feinkrystalliner quarz- und feldspatartiger Mineralien dar, die hin und wieder deutlich fluidale Richtung einhalten. Die Individualisierung der Grundmasse ist selten vollkommen; ihre Gemengteile heben sich meist nur undeutlich voneinander ab, von einer gegenseitig hypidiomorphen Begrenzung gar nicht zu reden. Man erkennt wohl öfters deutlich leistenförmige Querschnitte hin und wieder verzwillingter Kryställchen, selten aber solche von scharf rektangulärem Umriß. Gewöhnlich besitzen sie Anhängsel von neugebildetem Feldspat. Die Feldspatleistchen löschen ungefähr parallel aus; ihrer Kleinheit wegen konnte nicht bestimmt werden, ob sie einem sauren Plagioklas oder Orthoklas angehören. Für erste Möglichkeit spricht der geringe Kaligehalt des Gesteins. Bei ausgeschaltetem Analysator läßt sich infolge seiner hohen Lichtbrechung noch ein weiterer, sehr häufiger, sekundärer Grundmassebestandteil von sehr schwacher Doppelbrechung erkennen. Er besitzt ganz blaßgrünliche Farbe und gelatiniert mit Salzsäure. Es kann sich nur um Chlorit handeln.

Die Grundmasse erweist sich somit meist sehr reich an sekundären Erscheinungen; es ist wahrscheinlich, daß sie zum Teil ein sekundäres Entglasungsprodukt ist.

Die Analyse des Gesteins, welche Frl. Naima Sahlbohm im chemischen Laboratorium des geologischen Institutes der Universität Basel ausführte, hatte folgendes Resultat:

		Molekular %	do, 1·74% Al_2O_3-Überschuß an Alkalien gebunden
SiO_2	71·20	77·18	75·86
TiO_2	Sp.	—	—
Al_2O_3	16·12	10·27	10·10
Fe_2O_3	1·69	—	—
FeO	—	1·37	1·35
MnO	Sp.	—	—
MgO	1·63	2·65	2·60
CaO	1·36	1·58	1·55
Na_2O	5·72	6·00	7·34
K_2O	1·37	0·95	1·20
P_2O_5	—	—	—
H_2O	1·48	—	—
Feuchtigkeit	0·22	—	—
	100·79	100·00	100·00

Spez. Gew. = 2·57

Will man hieraus die Osannsche Gesteinsformel berechnen, so ergibt sich ein Tonerdeüberschuß von 1·74%. Da Pyroxene und Amphibole dem Gestein fehlen und dem frischen Gestein höchstens in geringer Menge beigemengt waren, so liegt zunächst kein Grund vor, die überschüssige Al_2O_3 an MgO resp. FeO zu binden.[1]) Wahrscheinlich ist der Überschuß an Al_2O_3, sowie der hohe Wassergehalt von 1·48% bedingt durch die zahlreichen glimmerigen Zersetzungsprodukte. Bei dem nicht mehr sehr frischen Erhaltungszustand des Gesteins ist es kein Zweifel, daß Alkalien weggeführt wurden. Um nun doch eine, dem frischen Gestein am ehesten genügende Formel berechnen zu können, wurde eine dem Al_2O_3-Überschuß entsprechende Menge von Alkalien (im Verhältnis $Na_2O : K_2O = 5·72 : 1·37$) zu der durch die Analyse erhaltenen Alkalienmenge addiert. Den wirklichen Verhältnissen entsprechend wäre es, wenn der Wassergehalt des Glimmers auch berücksichtigt würde, indem eine gewisse Menge H mit zur Berechnung von A verwendet wird. Führt man dies aber aus, so erkennt man, daß das Resultat vom auf erste Art erhaltenen sozusagen gar nicht verschieden ist. Doch muß ausdrücklich bemerkt werden, daß die Berechnung trotzdem nur von angenäherter Richtigkeit sein kann. Die so erhaltenen Werte sind folgende:

$$s = 75·86 \quad A = 8·54 \quad C = 1·56 \quad F = 3·95$$

$$\underline{s_{76} \; a_{12} \; c_2 \; f_6 \; n_{8·7} \; k_{1·3}}$$

Als Durchschnittsplagioklas berechnet sich hieraus Ab_6An_1, ein Albit mit ca. 10% An, während der optisch bestimmte Plagioklas Oligoklas ist. Es ist daher wahrscheinlich, daß in der Grundmasse ein sehr saurer Plagioklas steckt.

Unter den Osannschen Typen[2]) der Dacite stehen ihm der Formel nach folgende am nächsten:

	s	A	C	F	a	c	f	k
Porobbo . .	75·5	8·76	0·72	5·37	12	1	7	1·27
Hvituskvidur .	75·3	8·79	1·36	3·78	13	2	5	1·27

Das Gestein bestimmt sich somit als ein sehr **saurer, liparitischer Dacit.**

---

[1]) Vergl. Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine, pag. 365.

[2]) Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. M., Bd. XX, pag. 423 und 424.

Berechnet man aus der chemischen Zusammensetzung die Beteiligung der einzelnen Komponenten am Aufbau des Gesteins unter Vernachlässigung des kleinen Biotitgehaltes und der fast verschwindenden Menge an Accessorien, so erhält man folgende Zahlen:

Albit . .	60·2%	67% Durchschnitts-
Anorthit .	6·8%	plagioklas $Ab_9 An_1$
Sanidin . .	10·0%	
Quarz . .	23·0%	
	100·0%	

Der Dacit vom Kali Soeroean wurde schon früher von Verbeek (5[a], 192 u. 8,383) und teilweise auch von Behrens (6,154) untersucht und zuerst als Quarzporphyr, von Verbeek dann als Quarzporphyrit bezeichnet. Der Quarz der untersuchten Stücke erreicht nur selten mehr als 3 *mm* Größe, während die Stücke der Sammlung Tobler nicht selten doppelt so große Quarze führen. Nach Verbeek (8,383) gleicht sein Quarzporphyrit sehr einem Gestein des Gg. Tiwaän in Südostborneo, das er als quarzhaltigen Andesit beschrieben hat.[1]) Seine Beobachtungen an diesem Gestein stimmen teilweise gut mit unseren am Dacit vom Kali Soeroean gemachten überein. An dunklen Gemengteilen besitzt das Borneogestein in der felsitischen Grundmasse zahlreiche Hornblendemikrolithen neben wenigen Hornblendeeinsprenglingen. Nach der Analyse, die Verbeek von diesem Gestein gibt, ist es beträchtlich basischer als das Javagestein. Es berechnet sich aus ihr die Formel $s_{71 \cdot 76}\ a_9\ c_6\ f_5\ n_{7 \cdot 3}\ k_{1 \cdot 3}$, wobei der Tonerdeüberschuß von 1·95% wie oben berücksichtigt wurde. Aus der Analyse des Feldspateinsprenglings, die auch von Verbeek gegeben wird, erhält man einen Plagioklas mit ca. 35% An. Es ist ein typischer Dacit.

2. Hypersthenaugit-Andesit von Watoe belah.

Das frische, etwas rauh anzufühlende Gestein zeigt in gleichmäßig grauer Grundmasse sehr zahlreiche kleine Einsprenglinge von glasigem, hin und wieder weißlich-trübem Feldspat und von schwärzlichem Augit, deren Durchmesser ca. 1 *mm* beträgt.

Die Feldspateinsprenglinge sind bezüglich Größe und Zahl den Augiten überlegen. Das Mengenverhältnis beträgt etwa 3 : 1. Sie

[1]) Jaarboek van het Mijnwezen, 1875, I, pag. 77, wo es aber als Hornblendeandesit bestimmt ist.

haben glasiges, mikrotinartiges Aussehen und sind vornehmlich nach M tafelig entwickelt; wegen der häufig auftretenden, mehr oder weniger parallelen Verwachsung mehrerer Individuen kommen aber selten schöne Querschnitte vor. Magmatisch abgerundete Kanten und Ecken sind die Regel. Als Begrenzungselemente treten meist nur die Flächen M, P, T, l und x auf. Die überall in mäßiger Anzahl auftretenden Albitzwillingslamellen sind selten schön durch den ganzen Querschnitt gleich breit entwickelt; sie setzen oft, manchmal unvermittelt aus, so daß eine splittrige Zwillingslamellierung zustande kommt. Ziemlich häufig kommt auch das Karlsbader-, weniger häufig das Periklinzwillingsgesetz vor; auch wurden Durchkreuzungszwillinge, wahrscheinlich nach dem Bavenoergesetz beobachtet, an Individuen, die selbst schon nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz verzwillingt waren.

An den symmetrisch auslöschenden Schnitten der Zone $\perp$ M wurde als Maximum 41° gefunden. Auf M wurden für a : a die Werte gefunden 21°, 26°, 31°, 32½°. Ein angenähert $\perp$ M und P getroffener Plagioklas lieferte +37½°. Die konjugierten Auslöschungsschiefen der Albitlamellen eines Karlsbaderzwillings wurden bestimmt zu:

$$\begin{cases} 1 & 16^\circ \\ 1' & 18^\circ \end{cases} \quad \begin{cases} 2 & 33^\circ \\ 2' & 36^\circ \end{cases}$$

Diese Werte besagen, daß der Feldspat in den meisten Fällen 70—75% An enthält, also ein Bytownit ist, aber auch daß Individuen vorkommen mit um 10% geringerem und höherem Anorthitgehalt.

Fast allgemein war saurere Randbildung zu bemerken. Gewöhnlich ist der Übergang des basischen Kerns in die saure Schale kein allmählicher, sondern ein saurer Rahmen setzt sich ziemlich scharf gegen den Kern ab. Die hier gemessenen Auslöschungsschiefen geben einen Anorthitgehalt von 50—60% an. Die Umrandung besteht demnach aus Labradorit. In der Umschalung selber, aber auch und besonders in den innerhalb dieser befindlichen äußeren Partien des Kerns macht sich auch noch ein schwaches Saurerwerden der Plagioklassubstanz von innen nach außen bemerkbar, was aber bedeutend abgeschwächt wird durch eine vielmalige basische Rekurrenz. Der zonale Aufbau des Feldspates kommt

dadurch prächtig zur Geltung. Die verschieden auslöschenden Schalen sind oft in solch großer Anzahl vorhanden, daß sich ihre Dicke im Querschnitt fast nur als Linie kundgibt. Sie machen sich schon in gewöhnlichem Licht geltend infolge der Lichtbrechungsunterschiede benachbarter Schalen, was auf beinahe abrupten Basicitätswechsel hinweist. Gleichzeitig ließ dieser zonare Aufbau auch die Wachstumsverschiedenheiten in verschiedenen Richtungen erkennen. Die Dicke der Schalen erwies sich in der Richtung normal zu der Basis und den domatischen Flächen als ziemlich breit, in der Richtung normal zu den Pinakoiden und den Prismen als minim·

Schon in gewöhnlichem Licht sind basischer Kern und einige dem sauren Rande zwischengelagerte basischere Schalen zu erkennen durch zonar gelagerte, farblose oder ganz lichtbräunliche Glaseinschlüsse in großer Zahl. Sie ahmen gewöhnlich in ihrer rechteckigen bis wenig schiefwinkligen viereckigen Gestalt die äußere Umgrenzung des Wirtes nach und schließen oft dunkle, mikrolitische Gebilde, zum Teil wohl Magnetit und Augit ein. Auch Gasporen sind in ihnen nicht selten zu beobachten. Oft erfüllen größere Schlackenbildungen von ganz unregelmäßiger Gestalt den ganzen Kern, weniger häufig auch die randlichen Teile. Sie haben gewöhnlich ziemlich intensive bräunliche Färbung, sind viel dünkler als die Glasbasis der Grundmasse und der geformten Glaseinschlüsse der randlichen, sauren Schalen. Ein Calcitrand an vielen dieser Schlackeneinschlüsse weist auf den Gang ihrer Zersetzung. Schließlich muß noch hervorgehoben werden, daß die äußerste, relativ breite Schale sich vollständig einschlußfrei erweist.

Als weitere primäre Einschlüsse wurden poikilitisch eingewachsene Pyroxenkörner von rundlicher Umgrenzung wahrgenommen. Sie sind vorzugsweise unregelmäßig zentral gelagert. Der Doppelbrechung und dem Pleochroismus nach sind sie identisch mit dem als Einsprengling vorkommenden Hypersthen. Bei der Verfestigung des Magma werden also Feldspat und Augit fast zu gleicher Zeit auskrystallisiert sein, nachdem die Ausscheidung des rhombischen Pyroxens schon ihren Lauf genommen. Viele Feldspatdurchschnitte schließen noch farblose mikrolithische Nadeln eines schwach doppel- und stark lichtbrechenden Minerals ein, das als Apatit angesehen wurde.

Selten wurden idiomorphe Plagioklase in Einsprenglingsplagioklasen eingeschlossen gefunden.

Der Augit kommt gern parallel verwachsen oder in körnigen Aggregaten beliebig zusammengewachsen vor. Schnitte $\perp$ c lassen achtseitige prismatische Umgrenzung erkennen und prismatische Schnitte weisen auf basale und pyramidale Endbegrenzung. Die ziemlich zahlreichen Zwillinge sind nur nach der Fläche (100) gebildet; manchmal sind eine oder mehrere Lamellen zwillingsartig eingelagert. Symmetrisch auslöschende Schnitte // (010) durch Zwillinge ließen $c : c = = -46^0$ und den Augit damit als gewöhnlichen monoklinen Augit erkennen. Seine Farbe ist im Dünnschliff hell grünlichbraun; von Pleochroismus ist nichts wahrzunehmen. Glaseinschlüsse waren nur hie und da und dann von relativ großem Volumen zu sehen. Der Augit ist noch fast ganz unzersetzt, auf Sprüngen tritt hie und da etwas Chlorit auf.

Hypersthen. Auf den ersten Blick wurden alle Pyroxene für monoklin gehalten. Nach längerer Untersuchung war aber zu ersehen, daß auch dieser Andesit rhombischen Pyroxen enthält, was von Verbeek[1]) für alle Pyroxenandesite als wahrscheinlich angenommen wird. Er ist etwas kleiner und von idiomorpherer Gestalt. Längsschnitte sind an den Enden durch symmetrische pyramidale oder domatische Flächen begrenzt. Neben gerader Auslöschung und geringer Doppelbrechung deutet besonders noch der Pleochroismus und die Lage der optischen Achsenebene auf rhombischen Pyroxen. Parallel c schwingendes Licht hat dieselbe Farbe wie der monokline Augit, also hell grünlichbraun, b hat gelblichbraune und a rötlichbraune Farbe. Absorption $a > b > c$. Basale Schnitte lassen c als stumpfe Bisectrix austreten, wonach der rhombische Pyroxen Hypersthen ist. Sehr häufig findet sich Hypersthen als unregelmäßig umgrenztes, rundliches Korn von gewöhnlichem Augit parallel umwachsen, und zwar immer so, daß er ganz terminal, exzentrisch, verlagert ist und nur von einer, zwei oder drei Seiten von Augit umgeben, an der vierten aber immer frei von diesem ist (s. Fig. 2, Tafel VII). Diese Verwachsungen machen sich leicht dadurch kenntlich, daß die Zwillingslamellen des Augits ihre Fortsetzung im rhombischen Pyroxen nicht finden.

Magnetit kommt in ziemlich großer Menge in relativ großen rundlichen Körnern vor, die des öfteren reguläre, dreieckige und vier-

[1]) R. D. M. Verbeek, Über Pyroxenandesite des Niederl.-ind. Archipels. N. J. f. Min. etc., 1885, I, pag. 243.

eckige Umgrenzung noch besitzen. In seinem Auftreten hält er sich besonders gern an den Pyroxen, der oft viele Magnetitkörner einschließt.

Außer den etwa millimetergroßen Einsprenglingen von Feldspat und Pyroxen kommen unzählige kleinere vor, deren Größe von 1 *mm* bis auf diejenige der Grundmassegemengteile herabsinkt.

Die Grundmasse stellt ein Gewebe von kleinen Feldspat- und noch kleineren Augit- und Magnetitkrystallen dar, zwischen dem sich noch unentglaste, hyaline Glasbasis findet, die in dünnsten Partien farblos, in dickeren bräunlich gefärbt ist. Die Struktur ist somit hyalopylitisch. Die leistenförmigen, oft fast kubischen Feldspatkryställchen ließen selten noch Zwillinge nach dem Albitgesetz erkennen. Sie haben Auslöschungsschiefen, die auf Andesin hinweisen. Die effusive Generation des Pyroxens ist in langprismatischer Form ausgebildet und kommt an Menge ziemlich dem Feldspat gleich. Sehr oft ließen sich trotz der beträchtlichen Kleinheit der Krystalle große Auslöschungsschiefen und Zwillinge nach (100) bemerken, wonach also monosymmetrischer Pyroxen in der Grundmasse sicher vorkommt. Die sehr zahlreichen, kleinen, die Grundmasse gleichsam bestäubenden Magnetitkrystalle lassen noch ganz gut reguläre Krystallformen erkennen.

Hiernach ist dies Gestein als **hypersthenführender Augitandesit** mit hyalopylitischer Grundmasse zu bezeichnen.

Die chemische Analyse, ausgeführt durch Frl. Naima Sahlbohm, hatte folgendes Ergebnis:

		Molekular %
SiO_2	55·06	59·86
TiO_2	0·36	0·30
Al_2O_3	17·92	11·46
Fe_2O_3	4·39	—
FeO	5·24	8·32
MnO	0·50	0·45
MgO	3·26	5·32
CaO	8·29	9·65
Na_2O	3·09	3·25
K_2O	2·01	1·39
P_2O_5	—	—
H_2O	0·07	—
Feuchtigkeit bei 105°	0·23	—
	100·42	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·61.

Die Berechnung der Osannschen Formel lieferte die Werte

$$s = 60{\cdot}16,\ A = 4{\cdot}64,\ C = 6{\cdot}82,\ F = 16{\cdot}92.$$

$$\underline{S_{60\cdot2}\ a_3\ c_5\ f_{12}\ n_{7\cdot0}\ m_{8\cdot3}\ k_{1\cdot03}}.$$

Der sehr geringe Wassergehalt bestätigt die aus der Betrachtung des Dünnschliffes ersichtliche hohe Frische des Gesteins. Als Durchschnittsplagioklas berechnet sich aus A und C ein solcher mit 43% An-Gehalt.

Unter den Osannschen Typen steht dem Andesit von Watoe belah der Formel nach am nächsten der Typus Butte Mt, speziell das zur Aufstellung dieses Typus mitverwendete Gestein der Analyse 186, der Hypersthenandesit von Bidwello Road Butte Co Cal., wie sich aus den folgenden Formeln erkennen läßt:

	s	A	C	F	a	c	f	k	n	m
Typus Butte Mt[1])	61·44	3·89	7·03	16·63	2·5	5	12·5	1·14		
Analyse 186[1])	60·21	4·50	7·34	16·00	3	5·5	11·5	1·04	8·5	8·7

Angenommen, das Gestein sei völlig holokrystallin entwickelt, so läßt sich aus dem Analysenresultat folgende Beteiligung der verschiedenen Mineralkomponenten am Aufbau des Gesteins berechnen: 67% Plagioklas, 16·5% Augit, 5% Hypersthen, 6% Magnetit und 5·5% Quarz. Bei vollkrystalliner Erstarrung des Gesteines hätte sich also noch Quarz bilden müssen. Als Durchschnittsplagioklas erhält man $Ab_{13}\ An_{10}$ mit 43% An.

Da der hypersthenführende Augitandesit in der Nähe des kretazischen Gabbro von Kali Watoe belah auftritt, könnte derselbe als dessen Randfacies aufgefaßt werden.[2]) Der Umstand jedoch, daß der Andesit gar keine dynamometamorphe Beeinflussung zeigt und durchaus frisch ist, spricht eher für die Annahme, daß er einer jungtertiären Eruption sein Dasein verdankt.

[1]) Vergleiche Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine, T. M. M., Bd. 20, pag. 442.

[2]) Andesitische Gesteine als randliche Facies von basischen Feldspat-Augit-Tiefengesteinen wurden schon mehrere Male beobachtet. Am häufigsten werden sie erwähnt von Sumatra. So beschreibt C. Schmidt (Bull. de la Soc. Géol. de France, 4e Série, tome I, pag. 264) von Boekit Pendopo auf Sumatra, 130 *km* westlich von Palembang, einen ophitischen Gabbro, der überall, wo sein Kontakt mit dem Miozän aufgeschlossen war, randlich in Augit-Andesit und Hornblende-Andesit überging. Auch fand Verbeek (Jaarb. van het Mijnwezen, 1881, I, pag. 118) solche Verhältnisse am Ostabhange des Berges Amboeng-Bras, der 100 *km* im Westen des Boekit Pendopo liegt. G. W. Hawes (Mineralogy and lithology of New Hampshire, Concord. 1878, 150—159) beschreibt von den Diabasen des Connecticut-Tales randlichen Übergang in Augitandesit.

3. Theralit-Diabas von Karang Samboeng.

Das Gestein steht an in einem kleinen, westlichen Vorbügel des Berges Goenoeng Paras, genannt Goenoeng Karangang, ganz wenig östlich des Loh oelo gelegen, am südlichsten Punkt des Gebietes der älteren Schiefer und nördlich der Ortschaft Karang Samboeng (vergl. Karte).

Das Gestein ist infolge der schon stark vorgeschrittenen Zersetzung in Chlorit schmutzig graugrün gefärbt; doch lassen sich unter der Lupe weißliche, schmal leistenförmige Plagioklase und schwärzliche Augitkörner noch gut erkennen.

U. d. M. zeigt sich, daß der Feldspat vorwiegt, ein Gerüstwerk bildet, dem chloritische Substanz zwischengelagert und Augit ein- und aufgelagert ist (vergl. Fig. 3 der Tafel).

Der Feldspat tritt nur in leistenartigen Querschnitten auf, entsprechend seiner nach a gestreckten Ausbildungsweise. Breit leistenartige Durchschnitte zeugen dafür, daß die Feldspatkrystalle zugleich tafelig nach M entwickelt sind. Sein Aussehen ist mikrotinartig. Immer enthält er einige Albitzwillingslamellen.

Maximale Auslöschungsschiefe in Zone $\perp$ M : —16°

Auslöschungsschiefe $\perp$ c : 9°, 9°, 9½°, 9½°, 9½°, 9½°

„ $\perp$ a : 15°, 15½°, 15°

„ $\perp$ b : ca. 5°.

Am letzten Schnitt konnte der optische Charakter sicher als negativ bestimmt werden. Wir haben also einen sauren Andesin vor uns mit ca. 30—35% An.

Fast alle Plagioklase lassen deutlich eine saure Umschalung erkennen. In Schnitten, deren Kern die maximale symmetrische Auslöschungsschiefe —16° aufwies, hatte die Schale als Winkel a : a = +4½°; in solchen $\perp$c, deren Kern also mit 9½° auslöschte, war a : a = —8°. Nach dem „Epures“ von Michel-Lévy entsprechen diese Werte Oligoklas-Albit. Neben Kernen von Andesin kommen in untergeordneter Menge noch solche vor, die eine maximale symmetrische Auslöschung von 23½°, 25° und 27° besitzen, also Labradorit sind.

Alle Plagioklase haben infolge teilweiser Umwandlung ein stark verändertes Aussehen. Sie erscheinen skelettartig, wie ein Rahmen mit unregelmäßigem Gitterwerk. In am stärksten umgewandelten Krystallen besteht nur noch ein dünner viereckiger Rahmen von Feldspatsubstanz (Fig. 3, Tafel VII). Die Räume dieses Skelettes sind von einer isotropen Substanz ausgefüllt. Die

Umwandlung beginnt im Inneren der Krystalle und der einzelnen Albitlamellen, so daß lange Zeit die Zwillingslamellengrenzen bestehen bleiben, bis auch sie verschwinden. Die Grenze des sekundären Minerals gegen das Muttermineral Feldspat hin ist merkwürdig scharf und zackig. Von einer Blätter- oder Faser- oder sonstigen Struktur und einer Spaltbarkeit ist nichts zu sehen. Das Mineral erscheint durchaus hyalin und farblos und läßt erst bei gesenktem Beleuchtungsapparat eine schwach und fein gekörnelte Oberfläche erkennen. Seine Lichtbrechung ist beträchtlich geringer als die des Feldspats und ist auch noch geringer als die des Kanadabalsams. Diese Eigenschaften ließen keine Entscheidung zwischen Opal oder Analcim, um die es sich allein handeln konnte, zu; es mußte noch zu chemischen Mitteln gegriffen werden. Die Behandlung des Schliffes mit heißer Kalilauge hatte keinen lösenden Einfluß, es bildeten sich nur netzartig verbundene Sprünge. Mit Hilfe von HCl und Methylenblau ließ sich ein in Säuren lösliches und gelatinierendes Silikat bestimmen. Um weitere Kontrollreaktionen ausführen zu können, wurde das fragliche Mineral aus dem gepulverten Gestein durch Thouletsche Lösung vom spez. Gew. 2·35 nach oben abgeschieden. Die mit HCl, Uranacetat und Flußsäure behandelten Proben ließen beim Verdunsten die typischen Krystalle der betreffenden Natriumverbindungen ausscheiden. Erhitzt wurde es trübe und doppelbrechend. Es ist somit kein Zweifel, daß Analcim vorliegt.

Umwandlung von Plagioklas in Analcim beschrieb schon Pumpelly[1]), ebenso Rohrbach[2]) von Teschenitен Mährens, der auch die merkwürdig scharfe Grenze des Feldspates gegen den Analcim hervorhebt. Ganz dieselben Erscheinungen wie am Feldspat unseres Diabases beschreibt und bildet ab H. W. Fairbanks[3])[4]) von

[1]) R. Pumpelly, Metasomatic development of the copperbearing rocks of Lake superior. Proc. amer. acad. of arts and science, XIII, 1878, pag. 280.

[2]) C. E. M. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M., VII, 1886, pag. 33.

[3]) H. W. Fairbanks, On analcite diabase from San Luis Obisto County, California. Bull. of the Department of geology, University of California. Vol. I, 1895, Nr. 9, pag. 281 und Taf. 15.

[4]) H. W. Fairbanks, The geology of Point Sal. Bull. of the Depart. of geology, Univ. of California, Vol. II, 1896, pag. 27.

Vergl. auch Doermer, Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. J. f. Min. etc., B.-B. XV, 1902, pag. 612.

Analcimdiabasen und Augit-Tescheniten Kaliforniens. Rohrbach beobachtete eine feine Trübung des Feldspatanalcims durch winzige Calcitkörner. Hier fehlt eine solche vollständig. Der Kalkgehalt des Plagioklases muß weggeführt und anderswo abgesetzt worden sein. Einige wenige Umwandlungspseudomorphosen von Feldspat, die neben Analcim noch Körneraggregate von Prehnit enthalten, werden diesen nicht dem überschüssigen Kalk bei der Analcimumwandlung, sondern der direkten Umwandlung von Feldspat in Prehnit verdanken. Vereinzelt vorkommende Prehnitkörner können einen kleinen Teil des aus dem Feldspat gehenden Kalkes gebunden enthalten.

Außerdem kommt Natrolit als Zersetzungsprodukt des Feldspats vor. Die breiten Nadeln und Spindeln liegen angenähert parallel der a-Achse des Feldspates, der durch sie hellgefleckt, wie geflickt aussieht. Sie haben die Tendenz, sich etwas divergentstrahlig, zu Garben zu gruppieren und bilden bei vorgeschrittener Umwandlung eisblumenartige Gebilde bis zu 2 *mm* Größe. Letztere wird man vielleicht außer vom Feldspat auch vom außerhalb des Feldspates (siehe unten) vorkommenden Analcim herleiten müssen. Sie löschen gerade aus, ihre Lichtbrechung ist schwächer als die vom Feldspat, ihre Doppelbrechung höher. Optischer Charakter negativ.

Aus dem Analcim des Feldspates ist da und dort grünbräunlicher, faseriger Chlorit von ziemlich starker Doppelbrechung, Klinochlor, hervorgegangen.

In den Feldspat sind noch häufig stengelige bis nadelige, farblose Einschlüsse in Masse wirr eingelagert. Die stengeligen stumpf endenden dürften ohne Bedenken Apatit zugeschrieben werden; nur an etwas dickeren Prismen konnte dies sicher festgestellt werden. Die Natur der nadeligen, spitz endenden Einschlüsse war nicht zu ermitteln; sie werden wohl identisch sein mit den von Rosenbusch angeführten, im Feldspat der Diabase häufig vorkommenden Mikrolithen.

Der Augit ist in der Regel xenomorph ausgebildet. Hingegen sind auch rundliche Augitkörner verbreitet; wirklich gut idiomorph begrenzte Augitkrystalle sind selten. Sie zeigen dann in Schnitten normal der c-Achse achtseitigen Umriß. Seine Farbe ist schwach rötlichbraun bis grünlichbraun; sie ändert sich in Licht mit verschiedener Schwingungsebene nur mit geringen Helligkeitsunter-

schieden. Zwillinge von (100) sind ziemlich häufig. An einem Schnitt parallel (010) durch einen solchen wurde für c : c der Wert 44° gefunden. Sehr oft zeigen die Augitquerschnitte undulöse und brecciöse Auslöschung, die Beziehungen aufweist zu Sprüngen im Augit. Es wurde auch mehrfacher Schalenbau beobachtet, der sich aber nur zwischen gekreuzten Nicols in Unterschieden der Doppelbrechung kundgab. — Ziemlich regelmäßig sind dem Augit mehrere bräunliche Glaseier, hin und wieder mit Gasporen, eingelagert; zum Teil sind sie in bräunliche bis grünliche, chloritische Produkte zersetzt. — Der Erhaltungszustand des Augits ist auffallend frisch. Von einer Uralitisierung seines Randes ist gar nichts zu bemerken; es sind nur einige wenige Fasern und Zwickel von sekundärer Hornblende in ihm zu sehen. Einige Individuen zeigen hingegen randliche, meist einseitige Umbildung zu Klinochlor.

Auffallend ist der Reichtum des Gesteins an Chlorit. Seine Farbe ist braungrün bis grün und pleochroitisch zu grüngelb. Morphologisch besteht er aus Fasern, die wirr durcheinander gelagert oder fluidal wie Haarsträhne angeordnet sind. Seine Doppelbrechung ist verhältnismäßig stark. Er ist ein Klinochlor.

Da der Augit noch so frisch ist, kann nur ein sehr kleiner Teil des Chlorits der Zersetzung des Augits zugeschrieben werden. Ein größerer Teil dürfte bei der Zersetzung des Plagioklas in Analcim und Chlorit entstanden sein. Es werden dies hauptsächlich diejenigen Chloritpartien sein, die dieselben stengligen, oft gebrochenen Apatitmikrolithen führen, wie sie im Feldspat so häufig angetroffen wurden, und welche oft noch Feldspatreste umschließen.

Die Hauptmasse des Chlorits aber ist anderer Herkunft und ist abzuleiten von einem dritten, wichtigen primären Gesteinsgemengteil. Der meiste Chlorit nämlich erfüllt die Zwischenräume des dichten Feldspatbalkenwerkes und übernimmt so bezüglich Lage und Umgrenzung dem Feldspat gegenüber die Rolle des Augits in ophitisch struierten Diabasen. Nun ist in noch zahlreichen größeren Zwischenräumen deutlich zu beobachten, wie der Klinochlor in unzähligen, divergentstrahligen und gekrümmten Fasern von der Feldspatumgrenzung hinein wuchert in dieselbe farblose und isotrope Substanz, wie sie im Feldspat als Zersetzungsprodukt auftritt und die als Analcim bestimmt wurde (vergleiche Fig. 3 der Tafel VII).

Einige der auf Seite 26 angeführten mikrochemischen Reaktionen wurden im Dünnschliff auch nur an Analcim der Zwischenräume des Feldspatleistenwerkes mit Erfolg ausgeführt. Ganz dieselben Erscheinungen beschreibt und bildet ab Fairbanks[1]) von den Analcimdiabasen Kaliforniens, nur steht bei seinen Diabasen die Umwandlung des Analcims in Chlorit noch im Anfangsstadium. Es ist somit kein Zweifel, daß wir es mit vielleicht primärem Analcim, wahrscheinlicher aber mit aus Nephelin entstandenem Analcim zu tun haben, der als Mesostasis zuletzt zur Ausscheidung gelangte und nun größtenteils in Chlorit zersetzt ist.

Erze treten dreierlei auf. Einmal sehen wir skelettartige Krystalle des Magnetits, die deutlich das Oktaeder als Bauprinzip haben (vergl. Fig. 3, Tafel VII). Sie sind zahlreich vorhanden und haben ziemlich beträchtliche Größe. Außerdem kommt in untergeordneter Anzahl Ilmenit mit Leukoxen vor. Endlich tritt selten noch Pyrit körnig auf.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ersieht man aus folgendem Analysenresultat[2]):

		Molekular %
SiO_2	50·13	55·43
TiO_2	1·26	1·04
Al_2O_3	16·90	10·99
Fe_2O_3	2·19	—
FeO	7·55	8·78
MnO	0·12	0·11
MgO	5·71	9·48
CaO	6·83	8·10
Na_2O	4·95	5·29
K_2O	0·95	0·67
P_2O_5	0·24	0·11
H_2O	2·45	—
Feuchtigkeit	0·77	—
	100·06	100·00

Spez. Gew. = 2·60.

[1]) loc. cit. pag. 26. Vol. I, pag. 291, Taf. 15 und 16.

[2]) Die Analyse wurde ausgeführt von Frl. Naima Sahlbohm.

Berechnung der Osannschen Formel

$$s = 55{\cdot}43 \quad A = 6{\cdot}0 \quad C = 5{\cdot}0 \quad F = 21{\cdot}5$$

$$s_{55{\cdot}43} \; a_4 \; c_3 \; f_{13} \; n_{8{\cdot}8} \; m_{8{\cdot}6} \; k_{0{\cdot}82}$$

Danach ist das Gestein geradezu identisch mit dem Osannschen Typus Mt. Fairview[1]) unter den Essexiten und nephelinarmen Theraliten. In diesem Typus vereinigt ist auch der Augit-Teschenit von Point Sal. in Kalifornien, dessen nahe Verwandtschaft mit dem Gestein vom G. Karangan oben schon mehrmals betont werden konnte. Bemerkenswert ist die fast völlige Übereinstimmung der Zahl n von ersterem mit derjenigen des letzteren Gesteins.

Typenvergleich

	s	A	C	F	a	c	f	k	n	m
Gg. Karangan . .	55·43	6·0	5·0	21·5	4	3	13	0·82	8·8	8·6
Typus Mt. Fairview[1])	55·38	6·8	4·8	21·0	4	3	13	0·77		
Point Sal., Kal.[1]) .	54·48	6·7	5·7	20·6	4	3·5	12·5	0·76	8·9	7·1

Es stellt sich somit heraus, daß der Diabas von Gg. Karangan kein gewöhnlicher Diabas ist, wie Verbeek annimmt, sondern daß er zu den theralitisch-essexitischen Gesteinen gehört. Fairbanks[2]) nennt die ganz ähnlichen Gesteine von Kalifornien Analcimdiabase oder Augitteschenite. Rohrbach[3]) teilt die untersuchten kretazischen Teschenite Böhmens und Mährens in solche, wo die Fe-Bisilikate vor dem Feldspat auskrystallisierten und die Hornblende führen (eigentliche Teschenite) und in solche, bei denen die Fe-Bisilikate erst nach dem Feldspat zur Erstarrung gelangten und die hornblendefrei sind (Diabase). Da das Gestein vom Gg. Karangan — zum Teil wenigstens — idiomorphen Augit, aber keine Hornblende führt, so steht es strukturell zwischen jenen beiden Rohrbachschen Gruppen und wäre daher in Rohrbachschem Sinne die Bezeichnung Diabas-Teschenit angebracht.

---

[1]) Vergl. A. Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine, T. M. M., Bd. XIX, pag. 430.

[2]) loc. cit. pag. 26.

[3]) loc. cit. pag. 26.

Änliche Diabase, die aber oft noch Hornblende und Ägyrin führen, gibt neuerdings Erdmannsdörffer[1]) aus dem Harz und dem rheinischen Schiefergebirge an. Da Lacroix[2]) und Rosenbusch[3]) in Tescheniten von Portugal, Schottland und Bluschowitz frischen Nephelin nachweisen konnten und dadurch ihre theralitische Natur einwandfrei erwiesen war, schlug Erdmannsdörffer für alle diabasartigen Gesteine, deren Zugehörigkeit zu der Essexit-Theralitreihe bewiesen werden kann, die Namen Essexitdiabase und Theralitdiabase vor. Danach ist auch der Diabas von Gg. Karangan, wiewohl tertiären Alters, als **Theralitdiabas** zu bezeichnen.

II. Die Eruptivgesteine der Kreide.

1. Olivinnorit von Kali Soeroean.

Das Gestein wurde beim Dacit am Kali Soeroean gefunden (zirka 40 *km* nordwestlich von Mirahan). Verbeek kennt dieses Gestein nicht; es scheint ein kleineres, vielleicht gangartiges Vorkommen zu sein.

Makroskopisch sieht das Gestein weiß und grünschwarz gefleckt aus; es hat einen unregelmäßigen, scharfen Bruch und weist ein überaus dichtes und zähes Gefüge auf. Die weißen Partien haben saussüritisches Aussehen und lassen nur selten eine spiegelnde Spaltfläche von einem Feldspat sehen. Die dunklen Partien, die keine scharfe Begrenzung gegenüber den weißen besitzen und in ungefähr gleicher Anzahl wie diese auftreten, bestehen aus Olivin, der in der Serpentinisierung schon weit vorgeschritten ist. In dieses Gemenge ist, etwas spärlich, aber oft in großen Individuen, dunkelgrüner Diallag in breiten Stengeln, außerdem und häufiger in kleinen kubischen Individuen von blaßbräunlicher Farbe und metallischem Glanze, Bronzit, eingesprengt. Diallag sowohl als Bronzit lassen schon mit bloßem Auge poikilitisch eingewachsenen Olivin erkennen.

Im Dünnschliff (vergl. Fig. 4 der Tafel) stellt sich uns ein, auch in den dünnsten Schliffen durch viele Zersetzungsprodukte stark getrübtes Gemenge obiger Mineralien dar, worin der Feldspat stark

---

[1]) Über Vertreter der Essexit-Theralitreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges., Bd. LIX, 1907, Nr. 2.

[2]) C. R. Acad. sc. Paris, 130, 1900, pag. 1271.

[3]) Mikr. Physiogr., 4. Aufl., II, pag. 431.

überwiegt. Aus der Struktur läßt sich ersehen, daß Olivin im allgemeinen der erstausgeschiedene Bestandteil ist, während nachher Plagioklas einerseits und Bronzit und Diallag andrerseits wohl zu gleicher Zeit mit der Auskrystallisation begonnen haben. Doch kommt auch idiomorph gestalteter Plagioklas im Olivin vor.

Der Plagioklas tritt in fast isometrischen, wenig nach M tafeligen Individuen auf, ohne je ganz scharfe Umgrenzung zu zeigen. Er zeigt die für basische Plagioklase charakteristischen, gleichmäßig schmalen, scharf ausgeprägten Zwillingslamellen, die über den ganzen Querschnitt regelmäßig verteilt sind. Sie sind vorwiegend nach dem Albitgesetz eingeschaltet. Daneben kommen auch Lamellen nach dem Periklingesetz vor, die jene durchkreuzen. Auch das Karlsbadergesetz wurde einmal an einem Individuum beobachtet. Hin und wieder verjüngen sich die Lamellen, keilen oder setzen auch unvermittelt aus. Als Maxima der symmetrischen Auslöschung in der Zone $\perp$ M wurden gemessen die Winkel:

$$38^1/_2{}^0,\ 39^0,\ 39^0,\ 39^1/_2{}^0,\ 40^0,\ 43^0,$$

was auf einen Anorthitgehalt von 75% hinweist. Dasselbe Resultat, 75—80% An, hatte die Messung der Auslöschungsschiefe an folgenden Schnitten:

$$// (001)\ a : a = 19^1/_2{}^0,\ 22^0$$
$$// (010)\ a : a = 30^0,\ 32^0,\ 34^0$$
$$\perp P \text{ und } M\ a : a = 39^0$$
$$\perp a = 59^0$$
$$\perp c = 39^0,\ 39^0,\ 39^1/_2{}^0 \text{ (opt. Charakter +)}$$
$$\perp b = 28^1/_2,\ 32^0.$$

Der Plagioklas gehört somit der Bytownitreihe an. Die Bestimmung des mittleren Lichtbrechungsexponenten, bestimmt nach der Methode von Schroeder van der Kolk, ergab den entsprechenden Wert von 1·57. — Die von den Plagioklasen der Gabbrogesteine oft erwähnten nadelförmigen Mikrolitheinlagerungen wurden nicht beobachtet.

Sekundäre Erscheinungen sind an diesem Feldspat sehr zahlreich. In einigen Schliffen dieses Gesteins ist er von diesen fast vollständig ersetzt. Sie bedingen das saussüritische Aussehen der weißen Gesteinsmasse vom spez. Gew. 2·95. Sehr häufig ist ein auf allen Sprüngen erscheinendes, oft aber auch in Klumpen auftretendes, sehr feinkörniges Mineralgemenge von hoher Lichtbrechung und schwacher Doppelbrechung, das in dickeren Schliffen undurchsichtig und gelb-

bräunlich gefärbt ist. An günstigen Stellen ließ sich als Hauptgemengteil mit einiger Wahrscheinlichkeit Zoisit erkennen. Die trübe Masse wird also wohl Saussürit sein.

Außerdem sind hauptsächlich noch zwei Zersetzungsprodukte des Plagioklases vorhanden, die sich nach Behandlung des Schliffes mit Salzsäure und darauffolgender Färbung sofort unterscheiden ließen. Das sich färbende Mineral ist kleinschuppig und bildet divergentstrahlige Aggregate. Licht und Doppelbrechung, Charakter der Hauptzone (+), Gelatination mit HCl spricht für einen Zeolith, am ehesten für Epistilbit. Ziemlich häufig ungefärbt gebliebene, ähnliche, aber stärker licht- und doppelbrechende Aggregate dürften aus Sericit bestehen. Das andere Zersetzungsprodukt ist größer, tafelig, von unregelmäßiger, zerfressen aussehender, breitrundlicher Umgrenzung und ist oft durchlöchert, gegittert. Skelettartig ergreift es den Feldspat von den Spaltrissen aus. Lichtbrechung höher als die von Bytownit, Doppelbrechung zirka 0·03. Löscht parallel den Spaltrissen nach einer Richtung aus. Zonencharakter positiv und negativ; optischer Charakter positiv; optischer Achsenwinkel ziemlich groß; optische Achsenebene senkrecht zu den Spaltrissen. Es scheint Prehnit vorzuliegen. Optische Anomalien wurden keine beobachtet.

Die weiße saussüritische Masse des Gesteins würde also aus Resten des Bytownites bestehen und seinen Zersetzungsprodukten Saussürit, Prehnit, Zeolithe und Sericit. Die Prüfung auf die Härte dieser Masse ergab zirka 7. Spez. Gew. = 2·95. Damit stimmt Prehnit gut überein. Die Erniedrigung des spezifischen Gewichtes durch die Zeolithe wird wieder ausgeglichen durch Zoisit.

Der Diallag ist in derben Krystallen dem Gestein eingesprengt, oft von bis 3 *cm* Länge und 2 *cm* Breite, von schwarzgrüner Farbe; die Querschnitte zeigen sehr schön die vollkommene Spaltbarkeit nach (100) und die gute nach (110). Splitter sind grasgrün durchscheinend. Spez. Gew. = 3·27. Im Dünnschliff zeigte sich außer der prismatischen Begrenzung einmal auch eine domatische, die einen Winkel von + $68^1/_2{}^0$ mit der c-Achse bildete. Längsschnitte zeigen grobstenglige Struktur. Pleochroismus, beobachtet an dickeren Spaltblättchen: b = gelblichbraun, a = c = grün; im Dünnschliff farblos und ohne Pleochroismus. Als Auslöschungsschiefe c : c in einem Schnitt $\perp$ b ergab sich 39°. Auch alle anderen optischen Erscheinungen sprechen für Diallag. Parallel zu (100) und (001) fanden sich ein-

gewachsen die bekannten braunen, blättrigen Einlagerungen, die als Titaneisenglimmer gedeutet werden.

Der Bronzit ist etwas reichlicher vorhanden und in kleineren Individuen eingesprengt als der Diallag. Seine äußere Umgrenzung ist xenomorph; doch nicht immer, wie ein wenig schief zu (001) getroffener Krystall mit achtseitiger prismatischer Umgrenzung zeigt. Schnitte parallel oder nahezu parallel (001) weisen feine Chagrinierung auf, entsprechend der sehr feinstengeligen Struktur parallel c. Spaltblättchen nach (100) haben oft eine schiefe Endbegrenzung, die einen Winkel von 68—74° mit c bildet, was wahrscheinlich auf eine brachydomatische Spaltbarkeit zurückzuführen ist. Spaltblättchen nach dem Makropinakoid erwiesen den Pleochroismus: a = gelblichgrau, c = grünlich. Die übrigen optischen Eigenschaften sind die für Bronzit charakteristischen. Wie beim Diallag zeigten sich auch hier auf Spaltblättchen Interpositionen von Titaneisenglimmer. — Einmal wurde noch primäre Parallelverwachsung mit einem monoklinen Augit beobachtet, der um Bronzit eine einseitige, nach innen unregelmäßig begrenzte Schale bildete. Er zeigte den Pleochroismus b weißlich, a bräunlichgrün.

Sehr häufig sind Umwandlungsphänomene. Typische Umwandlung in Bastit macht sich schon bei gewöhnlichem Licht im Verschwinden der stengligen Struktur kenntlich. Der Bastitisierung ist zuzuschreiben, daß das spez. Gew. statt mindestens 3·1 nur 2·96 ist. Neben Bastit tritt sekundäre Hornblende mit den Eigenschaften des Aktinolithes auf, in Form kleiner Zwickel, die die Risse begleiten oder die äußere Umgrenzung fetzig umsäumen, seltener als $\parallel c$ eingelagerte Fasern. Nur einmal wurde die eine Seite eines Bastitbronzitkrystalls vollständig in Amphibol umgewandelt gefunden, ohne daß hierbei die Umgrenzung des rhombischen Pyroxens beibehalten worden wäre.

Der Olivin tritt in Körnern auf von unregelmäßig rundlichem Umriß; selten sind Pinakoid und Doma angedeutet. Die Auslöschung erfolgt manchmal mosaikartig und wellig. Parallel den kurzen Spaltrissen nach (010) finden sich die bekannten nadelförmigen Mikroliten eingelagert. Außerdem zeigen sich, besonders auf den unregelmäßigen Sprüngen, weniger an die Spaltrisse gebunden, viele sehr kleine braune bis rotbraune, stark lichtbrechende Körnchen von rundlichem oder drei- und viereckigem Umriß: Chromit oder Picotit. Als Seltenheit wurde einmal um Olivin ein Rahmen von Diallagsubstanz

beobachtet, der einheitlich auslöschte und dessen Elastizitätsachse b den Spaltrissen nach (010) des Olivins parallel orientiert war. Keliphitische Zone an der Grenze mit Feldspat wurde nirgends bemerkt.

Fast alle Olivine erwiesen sich als serpentinisiert oder zeigten die Anfänge der Umwandlung in Serpentin, die bekannte Maschenstruktur des Olivins verursachend. Serpentinsubstanz ist Chrysotil mit dem Pleochroismus gelb zu grünlich. Auch sind Spuren beginnender Amphibolitisierung des Olivins zu sehen, indem am Außenrand der Körner wie beim Bronzit Fetzen von Aktinolith auftreten, die beliebige Orientierung zum Olivin aufweisen. Hin und wieder kommen auch Aktinolithfetzen im Innern der Körner vor, selten etwa eine Masche ausfüllend.

Die Folgen der Volumvermehrung des Olivins durch Übergang in Serpentin sind deutlich zu sehen. Vom Olivin gehen radialstrahlige, oft gekrümmte Risse in die Feldspatsubstanz hinaus. Zwischen zwei benachbarten kleineren, sich serpentinisierenden Olivinkörnern verlaufen sie im Feldspat wie die Kraftlinien zwischen magnetischen Polen. Erfüllt sind die Risse von dem sehr feinkörnigen, trüben, stark lichtbrechenden Mineralgemenge von gelblicher Farbe, das oben als Saussürit gedeutet wurde.

Außerdem ist der serpentinisierte Olivin auffallenderweise immer umgeben von einem anscheinend isotropen Mineral in Form eines Mantels, dessen Breite proportional dem Fortschritt in der Serpentinisierung des Olivins ist, also mit dieser in engem Zusammenhang zu stehen scheint (vergl. Fig. 4, Tafel VII). Seine äußere, fortschreitende Grenze ist rechtwinkelig ein- und ausgebuchtet, entsprechend den aufeinander senkrecht stehenden Spaltriß- und Zwillingslamellenrichtungen des Feldspates. Oft sendet es aber pseudopodienartige Lappen in den Plagioklas hinaus. Im Dünnschliff ist es schön durchsichtig und farblos, zeigt glänzende, nur wenig unebene Oberfläche und eine Lichtbrechung, die höher ist als 1·558 (von Bytownit) und niedriger als 1·578. Nur selten war ganz schwache Doppelbrechung zu sehen. Mit Salzsäure schwach gelatinierend, etwas stärker nur schüppchenartige Einlagerungen. Ich glaube, es liegt hier dieselbe Substanz vor, die in den Serpentinen des Geißpfadpasses im Oberwallis und des Allalingebietes im Wallis vorkommt und die Duparc[1])

[1]) L. Duparc und Mrazec, Note sur la serpentine de la Vallée de Binnen. Bull. soc. minéral. franc., XVI, Nr. 8, 1894.

als „matière colloïde“ bezeichnete, Schäfer[1]) als Serpentin ansah und H. Preiswerk[2]) als Zwischenglied zwischen dem optisch positiven Chlorit und dem optisch negativen Antigorit auffaßte. Unsere Beobachtungen stützen nur diese Ansicht, besonders die Beobachtung inniger Beziehungen zu Chlorit, die auch schon Preiswerk wahrnahm. Nahe der äußeren Grenze des isotropen Mantels, besonders in den Enden dessen lappiger Fortsätze treten oft blättrige Aggregate eines blaßgrünlichen, gelb und grün pleochroisierenden, schwach doppelbrechenden und stark mit HCl gelatinierenden Minerals mit optisch positiver Hauptzone auf, das zweifellos Chlorit ist. Selbständig im Feldspat tritt das isotrope Mineral auch, aber nur selten, auf.

Dem isotropen Mantel um Olivin ist die verschwommene, grünliche Grenze zwischen den weißen und den grünschwarzen Flecken im Handstück des Gesteins zuzuschreiben.

Von Accesorien wurde nur Magnetkies in spärlichen, lappig-xenomorphen Partien beobachtet und hie und da auch körniger Pyrit.

Nach der Analyse[3]) hat der Olivinnorit vom Kali Soerocan folgende chemische Zusammensetzung:

		In Molekular %
SiO_2	40·61	45·00
TiO_2	0·20	0·17
Al_2O_3	20·15	13·13
Fe_2O_3	1·81	—
FeO	4·16	5·34
MnO	0·07	0·07
MgO	13·16	21·88
CaO	10·97	13·02
Na_2O	0·72	0·77
K_2O	0·88	0·62
P_2O_5	Spur	—
H_2O beim Glühen	6·50	—
Feuchtigkeit bei 105°	0·50	—
	99·73	100·00

Spezifisches Gewicht = 2·71.

[1]) R. W. Schäfer, Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis. T. M. P. M. Bd. XV, Heft 1, 2.

[2]) H. Preiswerk, Über Dunitserpentin am Geißpfadpaß im Oberwallis. Dissert. Basel 1901, pag. 17.

[3]) Ausgeführt von Frl. Naima Sahlbom im Laboratorium des geologischen Institutes, Basel.

Die Berechnung der Osannschen Formel lieferte folgende Werte:

$$s = 45{\cdot}17;\ A = 1{\cdot}39;\ C = 11{\cdot}74;\ F = 28{\cdot}57.$$

$$s_{45\cdot2}\ a_{0\cdot5}\ c_{5\cdot5}\ f_{14}\ n_{5\cdot5}\ m_{9\cdot5}\ k_{0\cdot75}.$$

Berechnet man die zu A und C gehörigen Mengen Kieselsäure, so erkennt man, daß für F = 28·57 nur 13·35 Kieselsäure übrig bleiben. Es müssen deshalb in A und C das alkalihaltige und das alkalifreie tonerdehaltige Pyroxenmolekül stecken, trotzem der aus A und C berechnete Durchschnittsplagioklas mit 81% Anorthitgehalt sehr gut übereinstimmt mit dem optisch bestimmten Plagioklas mit 75—80% An. Der auffallend hohe Wassergehalt erklärt sich aus der starken Zersetzung des Gesteins in Prenith, Zeolithe und Serpentin.

Unter den Osannschen Typen steht diesem Gestein am nächsten der Typus von Keewenaw, speziell das Gestein der Analyse 164. Bezüglich des Kieselsäuregehaltes steht es zwischen diesem und dem Gestein der Analyse 196, wie sich aus folgendem ergibt:

Typenvergleich	s	a	c	f	n	m	k
Olivinnorit von K. Soeroean	45·2	0·5	5·5	14	5·5	9·5	0·75
Norit von Harzburg, Harz[1])	50·43	1	5	14	5·3	8·5	0·88
Hornblendegabbro von Pavone[2])	43·34	1	5	14	8·0	8·6	0·67

Die Komponentenbeteiligung, berechnet aus dem Resultat der chemischen Analyse, ist folgende:

Kalifeldspat .	5%	61% Durchschnittsplagioklas $Ab_1 An_{4,5}$, entsprechend einem An-Gehalt von 81%
Natronfeldspat	6%	
Kalkfeldspat .	50%	
Olivin . . .	24%	
Bronzit . .	10%	
Diallag . .	5%	
	100%	

Durch das Zusammenvorkommen von monoklinem und rhombischem Pyroxen steht unser Gestein zwischen Olivinnorit und Olivingabbro; es könnte deshalb auch als Olivinhyperit bezeichnet werden. Da jedoch der rhombische Pyroxen unpleochroitisch ist und über den Diallag vorwiegt, so ist die Bezeichnung **Olivinnorit** vorzuziehen.

---

[1]) Osann, Eruptivgesteine, pag. 424, Analyse 164.

[2]) Osann, Eruptivgesteine, pag. 426, Analyse 169.

2. Der Gabbronorit von Watoe belah und mit ihm verwandte Gesteine.

Dieses Gestein kommt ziemlich genau in der Mitte des Schiefergebietes von Loh oelo, nur etwas der Südgrenze genähert vor, an der Stelle, wo das kleine Flüßchen Kali Poetjang in den Kali Watoe belah oder Kali Batoebla, einem nördlichen Nebenflusse des Loh oelo, einmündet. Nach der Karte von Verbeek besitzt das Vorkommen eine oberflächliche Ausbreitung von 1 km^2 zirka. Verbeek gibt als Gestein nur gewöhnlichen Gabbro an. Die von Herrn Dr. A. Tobler am Watoe belah gesammelten Gesteine bezeugen aber, daß außer Gabbro noch Diabas und Amphibolit vorkommen. Diese können als randliche Facies des Gabbronorit von Watoe belah aufgefaßt werden.

a) Gabbronorit von Watoe belah.

Makroskopisch fällt sofort der rasche Wechsel in der Korngröße auf. Fast unvermittelt treten neben grobkörnigen Stellen solche mit mittelgroßem bis feinem Korn auf. Die grobkörnigen Partien lassen leicht bräunlichvioletten Plagioklas, Diallag und Bronzit erkennen. Ziemlich reichlich sind sulfidische Erze, vornehmlich an die dunklen Gemengteile gebunden, eingesprengt.

Im Dünnschliff erweisen sich diese Mineralien nur zum kleinsten Teil in hypidiomorpher Struktur verbunden, sondern meist in panidiomorphkörniger bis ophitischer.

Der Plagioklas zeigt vorwiegend rektanguläre Querschnitte, entsprechend seinem tafeligen Bau nach (010). Sie sind bald idio-, bald allotriomorph ausgebildet, oft das eine Ende idio-, das andere xenomorph. Gegen die dunklen Gemengteile ist er mehr idio- als xenomorph; hin und wieder wird er von einem dunklen Gemengteil umschlossen. Zwillingsbildung nach M ist überaus häufig; daneben kommt auch solche nach dem Periklin- und Karlsbader Gesetz vor. Einige Male beobachtete Verbiegung der Zwillingslamellen (einmal waren die auskeilenden Albitzwillingslamellen sogar S-förmig verbogen), verbunden mit undulöser Auslöschung, deutet auf dynamometamorphe Beeinflussung. Unregelmäßigkeiten in der Auslöschung, auch solche infolge basischeren Schalenbaues wurden sonst nicht beobachtet. Die optische Orientierung ergibt sich aus folgenden beobachteten Auslöschungsschiefen:

$\mathfrak{a} : a$ auf M (010) : $-23^1/_2{}^0$, $-24^1/_2{}^0$
$\mathfrak{a} : a$ „ P (001) : -9^0, $-9^1/_2{}^0$
Max. v. $\mathfrak{a} : a$ in Zone $\perp$ M : $33^1/_2{}^0$, 34^0, $34^1/_2{}^0$, 35^0
auf Schnitten $\perp \mathfrak{a}$: $30^1/_2{}^0$, $31^1/_2{}^0$, $31^1/_2{}^0$
„ „ $\perp$ P und M : $+31^0$, $+35^0$.

Die symmetrischen Auslöschungsschiefen der Albitlamellen in einem Karlsbader Zwilling waren:

1 und 1′ $34^1/_2{}^0$ und 2 und 2′ $27^1/_2{}^0$.

Alle diese Winkelwerte weisen auf einen Anorthitgehalt von 60—70%, d. h. der Plagioklas steht zwischen Labradorit und Bytownit. Für diese Grenzlage spricht auch der wechselnde optische Charakter, der teils als positiv, teils als negativ bestimmt wurde. Auch steht damit der nach der Methode von Schröder van der Kolk ermittelte Wert 1·565 des mittleren Brechungsexponenten in Einklang.

Eine staubförmige Trübung, welche die braunviolette Färbung des Gabbrofeldspates hervorrufen soll, wurde hie und da beobachtet. Auch allerlei Zersetzungsprodukte trüben den Feldspat. Ein sehr feinkörniges, saussüritisches Mineralgemenge tritt dann und wann schon ziemlich in den Vordergrund. Von Chlorit bekleidete Sprünge zeigen deutlich Abhängigkeit vom sich umwandelnden Bronzit, respektive von der Chloritzone, die vom Bronzit aus den Feldspat ergreift, die aber von den über seine Umgrenzung hervorragenden Aktinolithfasern des Bronzites oft verdeckt ist. Die Chloritgänge im Feldspat sind da und dort ausgebuchtet, erweitert; sie ergreifen die Feldspatsubstanz.

Der Bronzit kommt in beinahe gleichen Mengen wie der Diallag vor und ist wie dieser immer allotriomorph ausgebildet. Die optischen Erscheinungen sind die gewohnten. Amphibolitisierung als dynamometamorphe Umwandlungserscheinung tritt auch hier überall auf. Die entstehende Hornblende ist Aktinolith. In langen, dünnen Fasern, die weit über die äußere Umgrenzung des Bronzites in pinselartigen Büscheln in den Feldspat hinausschießen, ergreift sie den rhombischen Pyroxen. Die Umgrenzung des Bronzitkrystalles ist leicht ersichtlich geblieben dadurch, daß die außerhalb des Bronzits diesem anschießenden, in Chlorit liegenden Aktinolithzwickel meist andere Richtung der c-Achse besitzen als die im Bronzit entstandenen. Sie sitzen diesen wie gelenkig auf, welcher Eindruck noch erhöht wird durch die auf der Grenze auftretenden Titanit- und Karbonatkörner. Titanitartige Körner treten auch sehr häufig auf den un-

regelmäßigen Sprüngen und in den feinen Röhren des Bronzites auf und sind wohl aus den titaneisenglimmerigen Einlagerungen abzuleiten. — Auf eine weitere Zersetzungsart deuten die hin und wieder zwischengelagerten Chloritblättchen und oxydischen Eisenerzkörner.

Seltener ist Bronzit in ein wirres Geflecht von Hornblendefasern umgewandelt, worunter Zwillinge nach (100) sehr häufig sind. In diesen Nestern kommen häufig körnige Ansammlungen vor von sekundärem Eisenerz, Pyrit, und einem farblosen Mineral, das für Epidot gehalten werden kann. Als Muttermineral des Pyrits wird Magnetkies zu beanspruchen sein; seine Anwesenheit oder vielmehr seine Pyritisierung wird die wirrfilzige Struktur der Uralitpseudomorphosen bedingt haben.

Außerdem kommen noch Chloritpseudomorphosen vor. Sie stellen ein filziges Aggregat von Klinochlorschüppchen dar, die bei den einen Schnitten kreuz und quer liegen, bei den anderen ein gestreckt-geflochtenes Gewebe darstellen. Ob das verdrängte Mineral Diallag oder Bronzit war, ist nicht sicher festzustellen; zum größten Teil werden sie aus keinem dieser beiden Mineralien entstanden sein, sondern aus Feldspat mit Hilfe Mg- und Fe-haltiger Lösungen, wofür die rektanguläre Gestalt einiger Pseudomorphosen spricht. Es stellt wohl die Zone des in Chlorit umgewandelten Feldspates an der Grenze gegen Bronzit ein Stadium dieses Prozesses dar. Nicht selten bilden die Chloritpseudomorphosen gleichsam das Substrat für wirr und locker gelagerte Aktinolithfasern, ganz ähnlich wie die Chloritzone zwischen Feldspat und Bronzit für die über den Bronzit hervorragenden Aktinolithzwickel.

Der Diallag tritt wie der Bronzit meist xenomorph auf, oft wie bei den Diabasen die Zwickel zwischen den leistenförmigen Feldspaten erfüllend. Zwillinge nach (100) kommen hin und wieder vor. Durch die sehr guten, in gleichen Abständen auftretenden prismatischen Spaltrisse entsteht eine grobstengelige Struktur. Die Farbe ist im Dünnschliff nur blaßgrau bis bräunlich, ohne bemerkenswerte Absorptionsunterschiede zu zeigen. Der Winkel von c zu den Spaltrissen beträgt im Maximum 39°. Dem Diallag dieses Gesteins scheint eigentümlich zu sein eine der Achse a parallel gehende Streifung, die aber nicht über die scharfen Spaltrisse setzt, sondern an diesen immer aussetzt. Sie dürfte durch Spaltbarkeit nach (001), vielleicht auch durch blättrige Einlagerungen parallel dieser Fläche hervorgerufen sein.

Umwandlungserscheinungen am Diallag dieses Gesteins sind sehr häufig. Er erscheint mehr oder weniger stark unregelmäßig fleckig durchsetzt von sekundärer Hornblende, deren optische Eigenschaften diejenigen des Aktinoliths sind: c : c = 15° gemessen auf (010) an symmetrisch auslöschendem Zwilling nach (100), Pleochroismus c bläulichgrün, b gelbgrün, a gelblichweiß. Bei vorgeschrittener Umwandlung bildet die ursprüngliche Diallagsubstanz nur noch Flecken im neuen Mineral. Dabei ist noch zu bemerken, daß die Umwandlung eher von innen nach außen vor sich geht als im umgekehrten Sinn, daß also oft ein Rahmen von Diallag das schon teilweise umgewandelte Innere umschließt. Die entstehende Hornblende macht sich bei gewöhnlichem Licht sofort dadurch kenntlich, daß an ihrer Stelle die prägnanten Spaltrisse parallel c und die Streifung parallel a des Diallags verschwunden sind. In einem und demselben Diallagindividuum löscht die neu entstandene sekundäre Hornblende einheitlich aus und ist so orientiert, daß die krystallographischen Achsen b und c beider zusammenfallen und ihre Winkel β auf derselben Seite liegen. Diese Abhängigkeit bleibt auch bestehen bei der Umwandlung eines Diallagzwillings, so daß also der Aktinolith wieder einen Zwilling nach (100) bildet und die Zwillingsgrenze scharf durch Diallag und Aktinolith setzt. Im Vergleich zu den Aktinolithfasern des Bronzits sieht man die des Diallags selten über seine Umgrenzung hinausgreifen, auch geschieht die Umwandlung in Aktinolith in breiteren Fasern und Schuppen. Mit der Umwandlung in Strahlstein geht parallel eine Ausscheidung von oxydischem Eisenerz und von leukoxenartiger Substanz, die vielleicht auch von Titaneisenglimmereinlagerungen herzuleiten sind.

Auch primäre Hornblende tritt spärlich und in zweierlei Formen auf. Dem Diallag eingelagert findet man unregelmäßig lappig umgrenzte Partien von basaltischer Hornblende. In Schnitten normal c sind sie rhombenförmig begrenzt. Ihre Spaltrisse sind in prismatischen Schnitten nicht parallel denen des Diallags, sondern bilden meist einen Winkel von ca. 10° mit diesen. Pleochroismus a weißlich, b bräunlich, c rotbraun. Auslöschungsschiefe c : c klein, bis 12°. Ihrem Aussehen nach stimmen diese braunen Hornblendeputzen ganz überein mit der Abbildung, die O. Hecker[1]) von

[1]) O. Hecker: Petrographische Untersuchung der Gabbrogesteine des oberen Veltlin. N. J. für Min. etc. B.-B. XVIII, 1903, pag. 328 und Taf. XXI.

braunen Hornblendeeinlagerungen im Diallag eines Hornblendegabbro des oberen Veltlin gibt.

Außerdem kommt primäre Hornblende in mehr oder weniger selbständigen Krystallen vor, gewöhnlich seitlich mit Diallag verwachsen und mit Neigung zu idiomorpher terminaler Endigung. Pleochroismus: c braun, b bräunlich, a blaßbraun. Auslöschungsschiefe $c : c = 16^1/_2{}^0$, 18^0, 19^0. Die aus dieser braunen primären Hornblende randlich hervorgehende sekundäre ist in der Regel dunkler grün gefärbt als Aktinolith. Daneben kommen auch vollständige, idiomorphe Pseudomorphosen von sekundärer Hornblende in Hornblendegestalt vor. Schon Hecker[1]) beobachtete ähnliches und auch er benutzte die idiomorphe Gestalt von Hornblendepseudomorphosen zur Bestimmung ursprünglich vorhanden gewesener primärer Hornblende, da Diallag und Bronzit auch bei ihm nur intersertal auftrat.

Außer in Pyrit umgewandeltem Magnetkies kommt häufig Ilmenit vor in ziemlich großen, lappig-xenomorph umgrenzten Körnern. Apatit fand sich nur ganz selten.

Dieser Mineralbestand weist uns auf einen **hornblendeführenden Gabbronorit**, mit Anklängen, abgesehen vom unpleochroitischen rhombischen Pyroxen, an die Hyperite Törnebohms.

Nach der Analyse[2]) hat der Gabbronorit von Watoe belah folgende chemische Zusammensetzung:

		Molekular %
SiO_2	49·08	51·70
TiO_2	0·65	0·51
Al_2O_3	17·83	11·04
Fe_2O_3	0·73	—
FeO	5·38	5·30
MnO	0·05	0·04
MgO	9·05	14·30
CaO	12·63	14·25
Na_2O	2·47	2·52
K_2O	0·51	0·34
P_2O_5	—	—
H_2O	1·56	—
Feuchtigkeit	0·22	—
	100·16	100·00

Spez. Gew. = 2·81.

[1]) loc. cit., pag. 331.

[2]) Ausgeführt von Frl. Naima Sahlbom.

Die sich daraus berechnende Formel von Osann lautet wie folgt:

$$s = 52{\cdot}3,\ A = 2{\cdot}9,\ C = 8{\cdot}2,\ F = 25{\cdot}7$$

$$s_{52{\cdot}3}\ a_{1{\cdot}5}\ c_{4{\cdot}5}\ f_{14}\ n_{8{\cdot}7}\ m_{7{\cdot}6}\ k_{0{\cdot}88}.$$

Danach hat der Plagioklas einen durchschnittlichen Gehalt von 60% An.

Unter den Osann schen Typen [1]) steht das Gestein zwischen den folgenden zwei:

	s	A	C	F	a	c	f	k
Typus Sulitelma	52·52	3·74	8·28	23·40	2·5	4·5	13	0·84
Typus Keewenaw	50·89	2·15	8·99	26·86	1	5	14	0·88

Berechnet man aus dem Analysenergebnis das Mengenverhältnis der wichtigsten Mineralien im Gestein, unter Vernachlässigung des geringen Gehaltes an Hornblende und Akzessorien — was nur roh angenähert geschehen kann — so erhält man: 55% Plagioklas, 25% Diallag und 20% Bronzit.

Als Durchnittsplagioklas erhält man auf diese Weise $Ab_3\ An_5$, entsprechend einem Anorthitgehalt von 62%.

Das Gestein zeigt viele und deutliche Spuren dynamometamorpher Einwirkung. In erster Linie offenbart sich diese in der Amphibolitisierung mehrerer seiner Gemengteile. Dann durchziehen parallel gerichtete Sprünge die Gemengteile, längs denen die Teile verschoben und verbogen sind, was besonders durch die Albitlamellen der Feldspate deutlich gemacht wird. Besonders schön zeigen Druckbeeinflussung die dünnen Aktinolithfasern des Bronzits durch bruchlose, wellen- und flexurartige Biegung. Oft sind die über die Grenze des Bronzits hervorragenden Aktinolithpinsel nach einer Seite wie „niedergebürstet". [2]) Ursprünglich wohl zusammenhängende, aus Ilmenit hervorgegangene Leukoxenhaufen, sind in eine Gruppe loser, getrennter Titanitkörner aufgelöst worden.

b) Diabas von Watoe belah.

Die Probe dieses Gesteins stammt von einem sehr großen Block, der mit noch anderen neben dem Gabbro von Kali Batoebla sich fand.

---

[1]) Osann: Klassifikation der Eruptivgesteine, T. M. M. Bd. XIX, pag. 423.

[2]) Vergl. Behrens, pag. 14, der an den Gabbros der Tjiletoe-Bai ganz ähnliche dynamometamorphe Erscheinungen beobachtete.

Es ist ein dunkles, schmutziggrünes Gestein, das von bloßem Auge nur kleine leistenförmige Feldspatquerschnitte sowie Pyrit sicher erkennen läßt. Reichlich durchzogen ist das Gestein von fettglänzenden, harnischartigen Flächen, die von einem farblosen, quarzartigen Mineral besetzt sind. Es erwies sich als optisch isotrop und anomal, von der Härte 6—7 und mußte als Opal angesehen werden, wiewohl der Brechungsexponent, bestimmt nach Schroeder van der Kolk zu ca. 1·48, etwas hoch ist.

Im Dünnschliff erweist sich die Struktur als typisch ophitisch-intersertal. Der Feldspat bildet ein dickes Gerüstwerk, dem Augit xenomorph zwischengelagert ist. Der Feldspat wiegt daher dem Augit gegenüber ziemlich vor.

Die meist langleistenartigen Querschnitte des Feldspates sind nahezu immer nach dem Albitgesetz verzwillingt. Die Lamellen sind ziemlich breit und da die Breite der Feldspatdurchschnitte verhältnismäßig klein ist, enthalten diese in der Regel nur ca. drei Lamellen. Den schmalen Plagioklasleisten sind nie Periklinzwillingslamellen eingeschaltet; hingegen sieht man solche oft auf breiten Querschnitten. Sehr breite Feldspatdurchschnitte gehören parallel dem Brachypinakoid getroffenen Individuen an. Sie sind lamellenfrei oder zeigen nur selten dürftige, nach dem Periklingesetz eingeschaltete Lamellen. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt

auf M (010) $a : a = -28^\circ, -30^1/_2{}^\circ, -33^1/_2{}^\circ$.

Als maximale Auslöschungsschiefen der Zone $\perp$ M wurde gefunden

$38^\circ, 40^\circ, 41^\circ, 43^\circ$.

Schliffe $\perp$ P und M löschten mit 36° und 37° aus.

Dies spricht für einen Plagioklas mit 75—85% An, also Bytownit. Damit steht auch der negative optische Charakter und die Auslöschungsschiefe von $28^1/_2{}^\circ \perp b$ in Einklang. Diese hohen Werte gelten aber nur für die Kerne. Immer steht eine saurere Schale durch allmählich nach innen basischer werdende Zonen mit dem Kern in Verbindung, was sich durch ununterbrochenes Vorüberhuschen des Auslöschungsschattens vom Kern bis zum Rand beim Drehen des Objektes zwischen gekreuzten Nicols kundgibt. Mit Hilfe der Feldspatdiagramme von Rosenbusch und Wülfing und der Kombination der Auslöschungswinkel der Schalen mit denjenigen

der Kerne ließ sich eine Abnahme der Basizität in den Schalen um 25—45% des Anorthitgehaltes erkennen. Die Schalen bestehen also aus Labradorit bis Andesin, haben einen Anorthitgehalt von 60—40%. — Einige wenige sehr niedrige Werte von Auslöschungswinkeln zeugen für die Existenz noch saurerer Umschalung der basischen Kerne, wahrscheinlich sogar für solche, die aus Oligoklas bestehen.

Auf den zahlreichen dicken Rissen, die den Feldspat durchziehen, findet sich sehr oft Chlorit (Pennin). Deutlich sieht man, wie er von diesen Rissen aus die Feldspatsubstanz ersetzt und wie auf diese Weise Chloritpseudomorphosen nach Feldspat entstehen. Meist wird aber dieser Chlorit tertiäres Produkt sein. Die Chloritadern gehen zum Teil in gleichsam leere und in völlig isotrope Adern über, die sich da und dort erweitern. Auch treten hie und da isotrope Partien selbständig im Feldspat auf. Diese Partien sind immer auffallend scharf und eckig gegen den Feldspat begrenzt und sind von einer farblosen, niedriger als der Kanadabalsam brechenden Substanz gebildet. Die wie leer aussehenden Adern verdanken dies dem Umstand, daß hier unter der isotropen Substanz noch doppelbrechender Plagioklas liegt. Der Habitus dieses Minerals erinnert ganz an dasjenige im Feldspat des weiter oben besprochenen Theralit-Diabasgesteins von Karang Samboeng. Bei diesem konnte es als Analcim bestimmt werden. Aus Analogie wird dasjenige der diabasischen Randfazies des Gabbro von Watoe belah auch für Analcim gehalten. — Daneben tritt noch, aber seltener, ein weiteres Zersetzungsprodukt auf. Dem Aussehen und der ziemlich hohen Licht- und Doppelbrechung nach handelt es sich um Prehnit. Chloritpartien, die noch Reste der isotropen Substanz, sowie prehnitähnliche Körner umschließen (außer dem wenigen Calcit), weisen darauf hin, daß wenigstens ein großer Teil des Chlorites aus den Zersetzungsprodukten Analcim und Prehnit des Feldspates und nicht aus diesem direkt entstanden ist. R. Pumpelly[1]) beschrieb schon solche gleichzeitig aus Analcim, Prehnit und Chlorit bestehende Pseudomorphosen und gab für ihre Entwicklungsgeschichte folgendes Schema:

---

[1]) R. Pumpelly: Metasomatic development of the copperbearing rocks of Lake superior. Proc. amer. acad. of arts and science. XIII, 1878, pag. 280.

Plagioklas (Labrador-Anorthit)

Prehnit nach Plagioklas — Analcim nach Plagioklas

Chlorit nach Prehnit — Chlorit nach Analcim

Nicht gar selten tritt noch Albit als neues Produkt im Feldspat auf. Er bekleidet Umgrenzung, unregelmäßige und Spaltbarkeitsrisse meist so, daß er in demselben Feldspat einheitlich auslöscht und gleichsam ein Gitter im Feldspat bildet. Die gemessenen Auslöschungsschiefen deuten auf Albit-Oligoklas bis Albit. — Ziemlich selten kommt noch Zoisit als Zersetzungsprodukt im Feldspat vor.

Der zwischen den Feldspaten gelagerte Pyroxen ist vollständig allotriomorph ausgebildet. Größere Augitpartien enthalten mehrere kleine idiomorphe Plagioklaskrystalle. Selten zeigt er Zwillinge nach (100) oder Lamellen, die nach diesem Gesetz eingeschaltet sind. Seine Farbe ist im Dünnschliff schwach rötlichbraun und sein Pleochroismus macht sich nur als kleiner Helligkeitsunterschied bemerkbar. Als Auslöschungsschiefe c : c wurde 46° gemessen. Er erweist sich noch als ziemlich frisch. Seine wie zerfressen aussehende Grenze gegen manche Chloritpartien beweist seine da und dort schon begonnene Zersetzung in Chlorit. Ein deutlicher, uralitischer, mit 16° auslöschender Rand ist eher selten. Hingegen ist fast an jedem Augit und oft in Verbindung mit der uralitischen Zone stehend, ein immer nur partieller, ziemlich breiter feinfaseriger, trüber Rand zu bemerken, der aber in Licht- und Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe c : c vom übrigen Augit nicht zu unterscheiden ist. Es mag eine Andeutung der beginnenden Uralitisierung sein.

Außer dem makroskopisch schon sichtbaren Pyrit kommt in sehr reichlichen Mengen Ilmenit mit Leukoxenumrindung vor. Er zeigt deutlich skelettartige, dreieckige Durchschnitte mit leistenartigen Zwischenräumen parallel der Umgrenzung.

c) Amphibolit von Watoe belah.

Das Gestein kommt mit dem Gabbronorit des Kali Batoebla (Watoe belah) zusammen vor. Dieser ist in stärker amphibolitisierten Stücken dem Amphibolit sehr ähnlich. An einem allmählichen Übergang beider Gesteine wird kaum zu zweifeln sein.

Das dunkle, schmutziggrüne Gestein hat bei etwas schiefriger Textur ophitartiges Aussehen und feinfaserige, filzige Struktur, herrührend von der Umwandlung der dunklen Gemengteile in Strahlstein. Häufig erkennt man den ursprünglichen Diallag oder Bronzit noch an kleinen und kurzen, schwärzlichen Prismen mit dem noch erhaltenen typischen Glanz. Sehr kleine, grünlich bis bläulichweiße Flecken lassen ursprünglichen Feldspat vermuten. Hin und wieder schwellen diese an und ordnen sich zu Lagen.

U. d. M. ist von der makroskopisch bemerkbaren schiefrigen Textur sehr wenig zu sehen. Das Gestein erweist sich als vollständig übergeführt in ein filziges Aggregat von Hornblende, zwischen der sich eine sehr feinkörnige bis feinschuppige Masse von Zersetzungsprodukten eines Feldspates befindet.

Die Hornblende hat schon rein äußerlich sekundären Charakter. Bei jedem Mangel irgend welcher krystallographischer Begrenzung kommt sie in etwas länglichen Stengeln von fransiger Umgrenzung vor, hervorgerufen durch das Anschießen neuer, orientierter Amphibolspindeln und -fasern beim fortschreitenden Amphibolitisierungsprozeß. Sie ist z. T. braungrün gefärbt und deutlich pleochroitisch: a gelblich, b braungrün, c blaugrün. Absorption $a > b = c$. Auslöschungswinkel $c : c =$ bis 19°. Es ist gemeine Hornblende. Sie zeigt sich aber immer nur als Kern der Amphibolfasern. An deren Rand geht die Farbe und der Pleochroismus verloren, die Doppelbrechung wird größer und die Auslöschungsschiefe kleiner. Der Wechsel ist meist ein sehr rascher. An symmetrisch auslöschenden Zwillingen nach (100) konnte $c : c = 16°$ gemessen werden. Der helle Rand ist Tremolit. Innen Übergang in Tremolit und außen in grüne Hornblende beobachtete G. H. Williams am Pyroxen des Gabbro von Baltimore.[1]) Fransen- und bartartigen Ansatz von Tremolit an die terminalen Flächen des idiomorphen Pyroxens berichtet Harker[2]) vom Diabas des Cross Fell. Auch in unserem Fall scheint es, daß die grüne gemeine Hornblende aus dem Augit hervorging, während der tremolitische Rand durch Anschießen an diese von außen her zustande kam. Es spricht dafür die ziemlich scharfe Grenze zwischen

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. I. Hälfte: Tiefengesteine, Ganggesteine. 4. Aufl., 1907, pag. 379.

[2]) Dasselbe, III. Aufl., 1896, pag. 1107.

beiden Hornblenden und die oft geradlinige Begrenzung des dunkel gefärbten Hornblendekerns. Letzte sagt aber zugleich, daß der ursprüngliche Augitkern in der Regel nicht idiomorphe, sondern die xenomorphe Ausbildung der Diabasaugite hatte (Fig. 5 der Tafel VII). Länglich rechteckige Einbuchtungen der Grenze der beiden Hornblenden dürften in diesem Fall den idiomorph in den Augit eingewachsen gewesenen Feldspatlamellen entsprechen. Statt Tremolit oder als Übergang von Tremolit zu gemeiner Hornblende tritt oft Aktinolith auf, mit dem Pleochroismus c bläulich, b grün und a weiß.

Das zwischen den sekundären Hornblenden vorkommende fetzigkörnige Gemenge von Mineralien in sehr kleinen Dimensionen ist identisch mit den im Handstück sichtbaren, kleinen, grünlich-bläulichweißen Flecken. Es besteht hauptsächlich aus einem dicken Filz eines sericitischen Minerals, das genauer nicht bestimmt werden konnte, Albit und Zoisit nebst spärlichem Epidot, also aus Saussürit, der aus Plagioklas hervorging. Das Saussüritgemenge tritt räumlich ziemlich hinter Hornblende zurück. Im ursprünglichen Gestein wiegte aber der Feldspat der Hornblende resp. dem Augit gegenüber vor, indem der Saussürit nur die Kernpartien des Feldspats darstellt, während an Stelle des Feldspatrandes Tremolit, beziehungsweise Aktinolith getreten ist, der sich von außen an den sich uralitisierenden Augit anschloß.

Zwischen den Hornblenden sowohl, als im saussüritischen Gemenge machen sich hin und wieder chloritische und serpentinöse Substanzen bemerkbar.

Von Erzen findet sich Magnetit in geringer Menge, meist krystallographisch begrenzt vor. Reichlich muß im primären Gestein Ilmenit vorhanden gewesen sein, der sich jetzt als Titanit kundgibt. Dieser bildet unregelmäßige, körnige Massen; nicht selten zeigt er aber noch die bekannten tafelig-dreieckigen Aggregatformen des Ilmenits; auch wurden dreieckige und rhomboëdrische Krystalldurchschnitte gesehen. Titanitartige Körner fanden sich regelmäßig auch in den Hornblenden.

Apatit kommt in Prismen von zirka 0·12 *mm* Länge und 0·015 *mm* Dicke vor. Oft wurde er in mehrere Stücke zerbrochen gefunden.

III. Glaucophangestein von Loh kidang.

Gefunden wurde dieses Gestein als Block unterhalb der Ortschaft Loh kidang, welche südlich des Gabbrovorkommens von Watoe belah liegt. Es hat massige, nur wenig schiefrige Textur, dunkelblaugrünes Aussehen und unregelmäßigen, splittrigen, nur wenig schiefrigen Bruch. An glatt angewitterter Oberfläche machen sich in einem dunklen, parallel-fluidal struierten Mineralgewebe grauliche, unregelmäßig rundliche, vertiefte Flecken bemerkbar. Auf dem frischen Bruch sieht man in einem Netz eines schwärzlichen, sehr stark fettglänzenden kurzfaserigen Mineralgemenges, 2—5 *mm* im Durchmesser betragende, völlig dicht aussehende, dunkelgrünliche Körner liegen. Der Verband der Mineralien, sowohl innerhalb der Körner und des darumliegenden Gemenges, als auch zwischen diesen beiden, ist ein äußerst zäher, so daß die Körner nicht isoliert werden können. Auf dem Bruch machen sie sich höchstens als flache Grübchen oder Hügelchen bemerkbar.

U. d. M. zeichnen sich diese Körner sofort aus durch die sehr kleinen Dimensionen ihrer Mineralkomponenten (vergl. Fig. 6 der Tafel VII). Sie stellen Nester schuppiger bis faseriger Mineralien dar, von denen hauptsächlich drei vorwalten. Die Umgrenzung dieser Mineralnester ist in der Regel verwischt. Nicht selten jedoch ist der Übergang ins Gemenge der übrigen Gesteinsgemengteile ein ziemlich rascher; einmal erwies sich die Grenze als sehr scharf und wies breite Einbuchtungen auf, wie sie am Olivin oder am rhombischen Pyroxen grobkörniger Gabbros oder Norite beobachtet werden (vergl. Fig. 6 der Tafel VII). In kleinen Körnern ist nur ein zentraler grünlicher Haufe stärker doppelbrechender Mineralien von einem breiten Rande eines farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden Minerals umgeben. In andern, größeren Körnern kann man nun sehen, wie dieses farblose Mineral netzförmig den Kern des grünlichen Mineralgemenges durchdringt und so eine maschenförmige Struktur schafft. Der Anklang dieser Struktur an diejenige des sich serpentinisierenden Olivins oder des sich bastitisierenden Bronzits erhält Resonanz dadurch, daß die überall dem farblosen Minerall beigemengten Magnetitkörner in den Netzsträngen median angehäuft sind. Auch sind die Magnetitkörner wie beim Olivin begleitet von den bekannten braunen und rotbraunen Kryställchen von Chromit oder Picotit. Das farblose Mineral ist feinschuppig bis blättrig, sehr schwach licht- und

doppelbrechend; Doppelbrechung ungefähr die des Feldspates. Von Spaltbarkeit oder krystallographischer Begrenzung war rein nichts zu bemerken. Genaueres ist leider nicht zu ermitteln. Vermutlich liegt ein Mineral der Serpentinfamilie vor. Bei starker Vergrößerung erscheinen ihm eingelagert eine Unmenge kleinster, stark lichtbrechender Stengelchen eines farblosen bis gelblichen Minerals.

Das grünliche Mineralgemenge, das die Maschen ausfüllt, läßt bei näherer Untersuchung zwei Mineralien erkennen, feinfaserigen Chlorit und ein farbloses schuppiges Mineral, wahrscheinlich Talk. Die überwiegende Mehrzahl Schuppen des letzteren Minerals sind nach derselben Richtung parallel geordnet wie die amphibolischen und glimmerigen Gesteinskomponenten außerhalb der Körner. Regelmäßig kommen auch einzelne Glaucophanstengel und Glimmerblättchen in den Körnern eingelagert vor.

Diesem Gemenge von Serpentin, Talk und Chlorit der augenartigen Partien findet man immer einige Granatkrystalle von guter idiomorpher Begrenzung beigemengt. In ihrem Auftreten halten sie sich gern an die randlichen Partien. Ihre Farbe ist hellrötlich; im Dünnschliff sind sie völlig isotrop. Sie sind von Einschlüssen ganz frei. Immer durchziehen sie einige grobe Risse. Diese sind oft erweitert und von Chlorit besetzt. Auch finden sich schon fast ganz in Chlorit zersetzte Granatkrystalle vor.

Das ganze Mineralgemenge der Körner ist vielleicht vergleichbar in seinem Bestande mit demjenigen der Talk-Aktinolith-Granatpseudomorphosen nach Olivin, die Schäfer[1]) aus dem Saussüritgabbro des Allalingebietes im Wallis beschrieben hat. Aktinolith ist hier durch den genetisch ähnlichen Glaucophan ersetzt. Viel näher kommen sie aber den Pseudomorphosen nach Bronzit, die kürzlich Weinschenk[2]) im Norit von Horbach bei St. Blasien im Schwarzwald beobachtet hat. Dichte Putzen bestehen hier auch „aus einem wirren Gemenge eines serpentinartigen und eines dem Talk ähnlichen Minerals mit meist hervorragend schön ausgebildeter Maschenstruktur und stellenweise mit einzelnen korrodierten Resten des ursprünglichen Bronzits". „Die dunkle Aderung, welche die Maschen schon im gewöhnlichen

[1]) R. W. Schäfer, Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis. T. M. P. M. Bd. XV, 1. u. 2. Heft.

[2]) E. Weinschenk, Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirke St. Blasien im südl. Schwarzwald. Zeitschrift für prakt. Geol., XV. Jahrgang, 1907.

Licht deutlich abgrenzt", besteht hier aber nicht aus Magnetit, sondern Magnetkies. Bemerkenswert ist, daß auffallenderweise auch in diesen Pseudomorphosen nach Bronzit wie in den Serpentinpseudomorphosen nach Olivin rundliche, braundurchsichtige, stark lichtbrechende, optisch isotrope Körner auftreten, nur in viel größerer Menge, gewöhnlich den Magnetkies in den Adern ersetzend. Weinschenk hält diese Körner für Chromospinell oder für Zinkblende.

Die Pseudomorphosen im Glaucophangestein von Loh oelo mit erhaltener Maschenstruktur können somit aus Olivin oder aus rhombischem Pyroxen entstanden sein. Der hohe SiO_2-Gehalt des Gesteins (vergl. Analyse) verbietet aber ohne weiteres erstere Annahme. Sie müssen also rhombischem Pyroxen zugeschrieben werden.

Das Mineralgemenge, in dem diese Serpentin-Talk-Chloritpseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen liegen, besteht aus Quarz und Glaucophan. Die Glaucophanstengel scharen sich gern in mehr oder weniger parallelen Lagen zusammen. Sie sind an den Enden faserig bis schilfig entwickelt; nicht selten ist auch die prismatische Umgrenzung infolge der schilfigen Ausbildung undeutlich. Spaltrisse nach (110) sind fast kaum zu sehen. Sehr deutlich sind Quersprünge angenähert $\perp$ c. Querschnitte lassen meist deutlich die vier- bis sechsseitige Umgrenzung durch (110) und (010) erkennen, die prismatischen Spaltrisse dagegen nur selten; die Stengel sind zu dünn dazu. Zwillinge nach (100) sind keine vorhanden. Pleochroismus: c blau, b violett, a farblos-gelblich. Absorption $c > b > a$. Doppelbrechung in Schnitten $\perp$ a sehr schwach. Auslöschungsschiefe $c : c = 5^0$ im Maximum. — Mit Glaucophan innig vergesellschaftet ist stark grün gefärbter Chlorit. Besonders an den Enden und auf den Quersprüngen der Glaucophanstengel auftretend, stellt er deren Zersetzungsprodukt dar.

Quarz tritt in länglichen Körnern auf, die mit zackigen Rändern fest ineinandergreifen und so zur Zähigkeit des Gesteins erheblich beitragen. Nicht selten löscht er undulös aus. Kleinere Quarzkörner treten hie und da auch in den Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen auf. Quarz überwiegt an Menge entschieden stark den Glaucophan.

Neben Quarz und Glaucophan ist in noch ziemlich beträchtlicher Menge Muscowit von großem Achsenwinkel da. In flatschenartiger Gestalt begleitet er oft den Glaucophan und macht wie dieser die Biegungen der Quarz-Amphibollagen um die Pyroxenmorphosen

mit. Dadurch kommt die schon makroskopisch sichtbare, fluidalflaserige Struktur zustande.

Dasselbe serpentinöse Mineral wie in den Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen kommt auch im Quarz-Glaucophan-Muscowitgemenge vor; in spärlicher Menge begleitet es oft die Glaucophan-Muscowitzüge. Ebenso wird auch Granat angetroffen.

Wie in vielen Glaucophangesteinen, so ist auch hier fast alles Natron des ursprünglichen Gesteins an den Glaucophan gebunden worden. Albit findet sich daher nicht häufig. Die Bestimmung der Höhe seiner Lichtbrechung nach der Methode von Becke zeigte, daß α' und γ' vom Feldspat kleiner sind als ω und ε vom Quarz. Symmetrische Auslöschungsschiefen $\perp$ M: $6^1/_2{}^0$, $7^1/_2{}^0$, 15^0, 17^0. Gewöhnlich enthält der Albit poikilitisch eingeschlossene, rundliche Quarzkörner oder er ist granophyrisch mit Quarz verwachsen.

Rutil kommt sehr häufig vor; in schlanken Prismen ist er überall in den quarzhaltigen Partien zu finden. Herzförmige Zwillinge werden oft angetroffen. Nicht selten ist er von Leukoxen umschlossen. Auch kommen Titanitkörnerhaufen sowie einzelne größere, unregelmäßig umgrenzte Titanitkörner oft vor.

Als Erz findet sich noch Magnetkies. In der Regel ist dieser in Pyrit umgewandelt. Er tritt schon sichtbar makroskopisch auf. Apatit kommt in rundlichen Körnern vor.

Die Analyse des Gesteins[1]) führte zu folgendem Ergebnis

		in Molekular %
SiO_2	68·30	73·98
TiO_2	0·72	0·58
Al_2O_3	14·35	9·14
Fe_2O_3	1·63	—
FeO	3·22	4·23
MnO	Spur	—
MgO	2·98	4·82
CaO	0·81	0·94
Na_2O	5·22	5·47
K_2O	1·05	0·73
P_2O_5	0·20	0·09
H_2O	1·47	—
Feuchtigkeit	0·21	—
	100·16	100·00

Spez. Gew. = 2·69.

[1]) Ausgeführt von Frl. Naima Sahlohm.

Bei der Berechnung der Osannschen Formel ergibt sich ein Al_2O_3-Überschuß von 2·0 Mol. %, herrührend vom hohen Tonerdegehalt der Glaucophane. Es wurde deshalb dieser Wert von F abgezogen und C zugezählt.[1]) Die dann erhaltenen Werte sind folgende:

$$s = 73{\cdot}98,\ A = 6{\cdot}2,\ C = 2{\cdot}9,\ F = 7{\cdot}1$$
$$s_{74}\ a_{7{\cdot}5}\ c_{3{\cdot}5}\ f_9\ n_{8{\cdot}9}\ k_{1{\cdot}48}.$$

Typenvergleich: Der Formel nach kommt dem Glaucophangestein von Loh kidang am nächsten der Osannsche Typus Brixen unter den Dioriten[2]), besonders der Tonalit von Brixen (An. 128[3]) sowie der Banatit von Dypvick (An. 139[3]).

Es erhellt dies aus nachstehender Zusammenstellung:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
Typus Brixen	74	5·80	4·1	6·2	7·5	4·5	7·5			1·5
Tonalit v. Brixen	77·3	5·06	3·22	6·13	7	4·5	8·5	5	9·6	1·9
Banatit v. Dypvick	72·6	6·01	4·1	7·25	7	4·5	8·5	5·8	9·7	1·4
Gestein v. Loh kidang	74	6·20	2·9	7·1	7·5	3·5	9·0	8·9	—	1·5

Als primäres Gestein, aus dem das Glaucophangestein hervorging, ist demnach ein Quarzdiorit anzunehmen. Die zum Vergleich herbeigezogenen Quarzdiorite besitzen aber als wesentliche dunkle Gemengteile Hornblende, Biotit und monoklinen Augit, während man der optischen Untersuchung des Gesteins zufolge einen rhombischen Pyroxen-führenden Quarzdiorit zu erwarten hatte. Bei den Banatiten kommt allerdings gelegentlich (z. B. Hodritscher Tal bei Schemnitz) Hypersthen vor, aber eben nur gelegentlich und in geringen Mengen. Beziehungen zwischen dem Glaucophangestein und den Quarzhypersthendioriten ergeben sich aber doch, wenn wir seine chemische Zusammensetzung vergleichen mit derjenigen des Quarzglimmerdiorites von Klausen in Tirol und mit denjenigen der Quarzhypersthendiorite von demselben Orte, die mit dem Quarzglimmerdiorit durch Übergänge eng verknüpft sind[4]):

---

[1]) Vergl. A. Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. M., Bd. XIX, pag. 365.

[2]) Osann, pag. 414.

[3]) Osann, pag. 416.

[4]) H. Rosenbusch, Mikr. Physiogr. d. massigen Gesteine, IV. Aufl., pag. 278.

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
Quarzglimmerdiorit von Klausen[1])	76·57	6·23	0·89	9·19	7·5	1·5	11	6·4	6·7	1·58
Glaucophangestein von Loh kidang	74	6·20	2·9	7·1	7·5	3·5	9	8·9	—	1·48
Quarzhypersthendiorit v. Klausen[2])	68·92	5·40	5·03	10·22	5	5	10	7·6	9·6	1·31

Das Glaucophangestein steht danach mit Ausnahme der Werte F und n zwischen diesen beiden Gesteinen und kommt also auch nach seiner chemischen Zusammensetzung den Quarzhypersthendioriten nahe. Es ist somit die Annahme, das Glaucophangestein von Loh kidang sei ein **metamorpher Quarzhypersthendiorit,** auf zweierlei Weise gestützt, indem strukturelle und chemische Verhältnisse dafür sprechen. Es ist das sauerste bisher konstatierte Glaucophangestein, das sicher eruptiven Ursprungs ist.[3]) Auffallend an ihm und besonders hervorzuheben ist der sehr gute Erhaltungszustand der Struktur des sich bastitisierenden rhombischen Pyroxens, während sich das ursprüngliche Quarz-Feldspatgemenge vollständig umgelagert hat in ein inniges Quarz-Glaucophangewebe.

Leider ist das Glaucophangestein nur in Form von Blöcken gefunden worden. Sein hochmetamorpher Zustand scheint für ein höheres Alter als Kreide zu sprechen. Genetisch könnte es sonst sehr wohl mit den kretazischen Eruptivgesteinen in Verbindung gebracht werden, da für die Quarzhypersthendiorite ein genetischer Zusammenhang mit Gabbros, speziell Noriten, mehrfach erwiesen ist.

B. Vulkanische Tuffe.

Grüner Sandstein vom Tjajaban-Tal.

Der Fundort dieses Gesteines liegt südlich des großen, ovalförmigen, zusammenhängenden Schieferaufschlusses von Loh oelo. Auf der geologischen Karte dieses Gebietes in 1 : 100.000 von Verbeek (vergl. Fig. 3) ist im Tale des Kali Tjajaban unterhalb Mirahan ein kleines, inmitten des Eozän auftretendes, rundlich umgrenztes Vorkommen von Schiefern verzeichnet. Man wird wohl

[1]) A. Osann, Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. M., Bd. XIX, pag. 411, Analyse 106.

[2]) Dasselbe, pag. 413, Analyse 120.

[3]) Vergleiche die Zusammenstellung von Analysen der Glaucophangesteine in L. Milch im Festband 1907 des Neuen Jahrbuches f. Min. etc., pag. 348 und ff.

nicht sehr fehl gehen, wenn man das betreffende Gestein, das nach Verbeek auch im eigentlichen Schiefergebiet oft auftritt, als von diesem Schieferaufschluß herstammend betrachtet. Dieses Auftreten von Schiefern im Tjajabantal entspricht einer nochmaligen Aufwölbung derselben, wie aus den Fallzeichen der Karte deutlich hervorgeht.

Das sehr feinkörnige Gestein hat hellblaugrüne Farbe und läßt von bloßem Auge in der grünlichen Hauptmasse viele weißliche Tupfen, die selten aufglänzen und spärliche rötliche Punkte erkennen.

U. d. M. wird sofort die klastische Natur des Gesteins ersichtlich. Rundliche Körner der Grundmasse eines Lavagesteins, Chlorit- und Calcitpseudomorphosen und unregelmäßig eckig umgrenzte Feldspatkrystalle sind verkittet und durchzogen von einer großen Menge Calcit und Chlorit. Die Behandlung eines Schliffes mit Salzsäure und die nachfolgende Färbung mit Methylenblau zeigte die sehr weitgehende Chloritisierung des Gesteins noch deutlicher.

Die unregelmäßig gestalteten Feldspatkörner sind zur Hälfte verzwillingt nach M, in der Mehrzahl als Zweihälfter. Karlsbader-Zwillingsgesetz wurde wenige Male beobachtet. Glaseinschlüsse sind sehr häufig; die Feldspate erscheinen oft durch sie getrübt.

Max. symmetrische Auslöschung in Zone $\perp$ M $\mathfrak{a} : \mathfrak{a} = 20^0$

Auslöschungsschiefe $\perp \mathfrak{a} = 63^0$

Auslöschungsschiefe $\perp \mathfrak{c} = 19^0$.

Das entspricht einem Andesin von ca. 40% An-Gehalt. In Schnitten normal einer Bisectrix erhaltene, von obigen Werten abweichende Auslöschungsschiefen sprechen dafür, daß noch saurere Plagioklase vorhanden sind.

Viele Feldspate sind teilweise oder ganz zersetzt. Die Zersetzungsprodukte sind Chlorit, seltener Calcit; Chlorit und Calcit sind aber nie miteinander vermengt.

Gegenüber den Feldspatkörnern und Chloritpseudomorphosen wiegen die kleinen kugeligen Lavateile vor. Von primären Bestandteilen ist in ihnen fast immer noch Feldspat zugegen. In langleistenförmiger Gestalt mit hin und wieder gegabelten Enden ist er einer gelblich-bräunlichen bis grünlichen, stark lichtbrechenden, aber meist trüben Masse mehr oder weniger fluidal eingelagert. Die Grundmassenlapilli sind also hyalopylitisch struiert. Die Null oder nur sehr wenige Grade betragende Auslöschungsschiefe der Feldspatleistchen weist sie dem Oligoklas zu. Die verkittende Masse ist Glas-

basis, die aber oft in Chlorit zersetzt oder mikrofelsitisch entglast ist. Die nicht seltene rotbraune Färbung deutet an, daß der Chlorit teilweise schon in die letzte Phase der Zersetzung eingetreten ist. Sie macht sich schon makroskopisch in den oben erwähnten roten Tupfen erkenntlich. Ursprünglich ziemlich zahlreich in der Grundmasse vorhanden gewesenes Erz muß dem häufig vorkommenden Leukoxen nach Ilmenit gewesen sein; nur selten wurde Magnetit konstatiert.

Die große Menge vorhandenen Chlorits läßt vermuten, daß ursprünglich auch dunkle Gemengteile vorhanden waren. Viele einheitliche Chloritpartien dürften Pseudomorphosen nach ihnen darstellen. Aber auch verschiedene Calcitpartien werden solche repräsentieren, indem in ihnen oft noch prismatische Spaltrisse und unregelmäßige Sprünge vom Habitus eines Pyroxens erhalten geblieben sind. Sie gehen in ihrer Richtung ungehindert durch verschieden orientierte Calcitkörner hindurch. In gewöhnlichem Licht ist ersichtlich, wie und welche Calcitkörner einer länglichen Pseudomorphose nach dem Pyroxen angehören. Auch konnten ursprünglich diesem eingelagerte Apatitkrystalle im Calcit nachgewiesen werden.

Daß alle vorhandenen, stark doppelbrechenden Karbonate Calcit sind, wurde nachgewiesen durch Behandlung des Schliffes mit einer Lösung von Chloraluminium mit Blauholz in Wasser[1]), worauf alle Karbonate violett gefärbt waren.

Man ersieht hieraus, daß kein Zweifel bestehen kann bezüglich der vulkanischen Tuffnatur des Gesteins. Fraglich ist, ob lediglich vulkanisches Material dasselbe aufbaut. Angesichts der bedeutenden Menge von Calcit ist man geneigt, dies zu verneinen. Der mineralogische und strukturelle Befund macht wahrscheinlich, daß wir es mit einem Tuff von andesitischem Charakter zu tun haben. Erwähnen möchte ich noch, daß das Gestein makroskopisch sehr dem sogenannten Taveyannazsandstein der Westalpen ähnlich ist, der als ein Diabastuff betrachtet wird.[2])

[1]) Vergl. J. Lemberg, Zur mikroskopischen Unterscheidung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XL, 1888, pag. 357.

[2]) Vergl. C. Schmidt, Geolog.-petrogr. Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. N. J. f. Min., B.-B. IV, 1886, pag. 398.

C. Schmidt, Über den sog. Taveyannazsandstein. N. J. f. M., 1888, II.

L. Duparc und E. Ritter, Le grès de Taveyannaz. Archives Genève, XXXIII, 1895.

Die im Gebiete von Loh oelo so zahlreichen metamorphen Tuffe, die sogenannten Serpentinschiefer, sind als Grünschiefer unter den krystallinen Schiefern (vergl. pag. 63) beschrieben.

C. Kontaktgesteine.

Ägyrinaugitquarzit von Loh kidang-Karang Samboeng.

Das Gestein wurde in großen Blöcken am Wege vom Loh kidang nach Karang Samboeng gefunden.

Es ist ein grünlicher, äußerst zäher, etwas schiefriger Quarzit. Auf den schaligen Bruchflächen lösen sich nephritartig Schuppen los. Die die grüne Farbe bedingenden Mg- und Fe-haltigen Bisilikate sind hin und wieder in dunkelgrünen Lagen von dichtfaserigem Aussehen angereichert. Sie ermöglichen eine rotbraune Verwitterungsrinde des Quarzits. Das Gestein gleicht stark gewissen „Ölquarziten“ im Flysch exotischer Gebiete der Schweiz.

Quarz tritt in kleinen, polygonal umgrenzten Körnern an Menge stark dem grünlichen Gemengteil gegenüber in den Vordergrund. Gewöhnlich greifen die Quarzkörner zahnartig ineinander. Undulöse Auslöschung ist die Regel.

Der grüne Gemengteil ist ein Pyroxen. In wenig schönen Stengeln von schlechter terminaler Begrenzung ist er überall zwischen den Quarzkörnern zu finden, mehr oder weniger parallel gerichtet, da und dort sich in Lagen zusammenscharend. Prismatische Spaltrisse sind selten gut zu sehen; unregelmäßige starke Sprünge durchziehen quer die Stengel. Pleochroismus a grünlich, c gelbbräunlichgrün, b gelbgrün. Die Auslöschungsschiefe c : c ist in Kern und Rand verschieden. Es wurde gefunden:

im Kern $c : c = 69^{0}, 68^{0}, 65^{0}$
in der Schale $c : c = 47^{0}, 52^{0}, 49^{0}$
im Mittel $c : c = 52^{0}—57^{0}$.

Bisectricen-Dispersion sehr stark, $\rho > \upsilon$. Optischer Charakter positiv. Vor dem Lötrohr leicht zu schwarzglänzender magnetischer Kugel schmelzend, unter starker Gelbfärbung der Oxydationsflamme. Es ist somit kein Zweifel, daß Ägyrinaugit vorliegt, der allmählich in einen Rand von grünlichen Augit übergeht.

Rundliche, stark lichtbrechende und schwach doppelbrechende Mineraldurchschnitte wurden als Apatit angesehen. Außerdem

kommen noch gedrungene gelbliche Säulen von abgerundeter Umgrenzung vor mit sehr starker Licht- und Doppelbrechung: Rutil.

Dieser Augitägyrinquarzit kann nichts anderes als ein kontaktmetamorpher Quarzsandstein sein. An was für einem Eruptivgestein er gebildet wurde, ist nicht anzugeben, da das Gestein anstehend nicht bekannt ist. Da das Gabbronoritvorkommnis seinem Fundort am nächsten gelegen ist, könnte man versucht sein, seine Heimat bei diesem zu suchen. Möglich ist aber auch, daß diese Ägyrinaugitquarzitblöcke, wie die von Verbeek gefundenen Granitblöcke, der eozänen Konglomeratbildung entstammen, also vielleicht ein viel älteres, mit dem Granit gleichaltriges Gestein sind. Der Fundort am Weg zwischen Loh kidang und Karang Samboeng befindet sich ja ganz nahe der Eozän-Kreidegrenze. In der Tat erwähnt Verbeek[1]) vom Kontakt des Granits von Ajer Betremboeq auf West-Sumatra einen ganz ähnlichen Quarzit.

D. Krystalline Schiefer und Sedimente.

Als Gesteine, in denen die Eruptiva des Loh oelo-Gebietes auftreten, führt Verbeek an: Serpentinschiefer, Chlorit- und Talkschiefer, Glimmerschiefer, Serpentinbreccien, Grünsande und zwischengelagerte krystallinische Kalklagen. Ungeordnet wechseln diese Gesteine miteinander ab. Gut aufgeschlossen sind sie nördlich von Sadang (Ortschaft am Loh oelo) im östlichen Teil des Schiefergebietes. Verbeek (5ª, 190) berichtet von da folgendes:

„Folgt man dem neuen Weg, der von hier (dem Orte Sadang) in nördlicher Richtung nach den Kaffeepflanzungen des Midangan führt, so findet man die folgenden Gesteine:

Glimmerschiefer, zusammengesetzt aus Quarz und Muscowit, gewöhnlich sehr verwittert, mit zahlreichen Gängen von fettglänzendem, klarem Quarz. Neben Muscowit tritt auch Talk auf, gewinnt manchmal die Überhand und das Gestein wird zu Talkschiefer. Durch Zurücktreten des Glimmers werden Übergänge in Quarzitschiefer gebildet. Schließlich treten noch deutlich geschichtete, dunkelgrüne, sehr weiche Serpentinschiefer auf.

Zwischen diesen Gesteinen kommen einzelne Schichten eines braunroten Hornsteines vor, der von zahlreichen Spaltungs-

[1]) R. D. M. Verbeek, Topogr. en geolog. Beschrijving van Sumatras West-Kust. Batavia 1883, pag. 181.

flächen durchsetzt ist und beim Beklopfen in unregelmäßige Stücke auseinanderfällt. Diese Schichten sind besonders reich an Quarzschnüren, welche in der Gesteinsmasse gewöhnlich ein zusammenhängendes Netzwerk bilden.

Manchmal wird der Hornstein schiefrig und bildet dann dünne Schichten eines braunroten Quarzit- oder Kieselschiefers mit transversaler Schieferung, der beim Beklopfen mit dem Hammer in kurze, griffelförmige Stücke auseinanderfällt.

Etwas weiter nördlich gewinnen Quarzitschichten die Überhand; sie werden auch von vielen Quarzadern durchsetzt und enthalten ein wenig Graphit und ziemlich viel Pyrit.

Zwischen all den genannten Schiefern liegen, deutlich konkordant, einige Bänke eines braunroten oder gelben Kalksteines mit schmalen, weißen Kalkspatschnürchen."

Letztere lieferten andernorts Orbitolinen (s. oben pag. 5).

Von krystallinen Schiefern und Sedimenten des Loh oelo-Gebietes lagen zur Untersuchung Proben vor von Glimmerschiefer, Serpentinschiefer, Chlorit-Talkschiefer, schwarzem Kieselschiefer und rotem Hornstein.

1. Granatgneisglimmerschiefer.

Das untersuchte Material dieses Gesteins stammt nicht vom Anstehenden. Es wurde als Geröll im Loh oelo-Flusse gesammelt.

Das ziemlich ausgezeichnet schiefrige Gestein läßt auf den infolge des hellen Glimmers silberweißglänzenden Schieferflächen zahlreich hervorragende, schmutzig-rotbraune Granatkrystalle erkennen, oft auch bläulichgrüne Flecken, die aus Hornblende zusammengesetzt sind.

U. d. M. zeigt sich ein typisch krystalloblastisches Gemenge von Quarz, Glimmer, Hornblende, Granat, Feldspat, Zoisit, Titanit und Zirkon, wobei fast jeder dieser Gemengteile in jedem der anderen eingeschlossen sein und einen jeden der anderen einschließen kann. Nur Quarz scheint eine Ausnahme zu machen, indem er fast einschlußfrei ist. Die in der gegenseitigen Begrenzung sich kundgebende verschiedene Krystallisationskraft läßt folgende krystalloblastische Reihe aufstellen, wobei die idioblastischen den Anfang, die xenoblastischen Gemengteile den Schluß machen: Granat, Titanit, Zirkon, Zoisit, Glimmer, Hornblende, Quarz, Feldspat. Als wesentliche typomorphe Gemengteile sind zu bezeichnen: Quarz,

Glimmer, Granat, Feldspat und Hornblende, welche Reihenfolge zugleich das Mengenverhältnis des am zahlreichsten zum spärlichst auftretenden Komponenten angibt. Die Größenmaße sind bei jedem dieser typomorphen Mineralien sehr variabel. Außer Granat verdient bezüglich der Größe nach unten sowohl wie nach oben keines den Vorzug. Die kleinsten sinken zu sehr geringen Dimensionen herab, die größten bleiben meist unter 1—2 *mm*. Nur Granat schwillt öfters zu größeren Körnern an, die bis 5 *mm* im Durchmesser betragen. Granat kann daher als Porphyroblast angesehen werden. Die stengligen und schuppigen Gemengteile sind mit ihrer Stengelachse und Schuppenebene sehr vorzüglich parallel der Schieferungsebene des Gesteins gelagert. Nur verhältnismäßig wenige Individuen folgen dieser richtenden Ebene nicht und bilden einen mehr oder weniger großen Winkel mit ihr. Damit büßen sie aber auch ihre vorherrschend stenglige und blättrige Ausbildung ein und im Falle ihre Zone sonst bevorzugter Flächenentwicklung normal steht zur Schieferungsebene, haben sie kurze gedrungene Form. Wir sehen somit deutlich die Erscheinungen, wie sie die Hypothese der Krystallisationsschieferung auf Grund der Rieckeschen Theorie fordert.

U. d. M. sieht man, daß Quarz Hauptgemengteil ist. Er tritt in polygonalen bis unregelmäßig rundlichen Körnern auf, die sich oft ineinander verzahnen. In der Regel besitzen sie undulöse und brecciöse Aufhellung. Gegenüber den anderen Gesteinskomponenten ist er auffallenderweise arm an Einschlüssen, meist sogar frei von ihnen. Nur spärlich findet man in ihm stark lichtbrechende, farblose, stenglige oder blättrige Mikroliten. Dadurch ist er leicht und sofort von dem ihm äußerlich so ähnlichen, ziemlich zahlreich vorhandenen Feldspat zu unterscheiden, der immer voll von Einschlüssen ist. Von solchen tritt am meisten und in größten Individuen Quarz in rundlichen oder lappigen Körnern auf. Oft erscheinen sie, wenigstens ein Teil von ihnen, im selben Feldspat gleich orientiert. Von andern Einschlüssen kommt noch besonders Glimmer, Granat und auch Hornblende vor. Bezüglich der Größe übertreffen die meisten Feldspate den Quarz. Was die Lichtbrechung des Feldspates anbelangt, so wurde gefunden, daß seine Werte von α' und γ' stets niedriger sind als ε und ω von Quarz. Auch ist seine Lichtbrechung noch etwas niedriger als diejenige des Kanadabalsams. Zur genauen

Ermittlung ihrer Höhe wurden Flüssigkeiten von bekannten Brechungsexponenten angewandt. Es wurde gefunden, daß er sich zwischen 1·527 und 1·538 bewegt. Die sehr wenigen vorhandenen Albitzwillinge lieferten als höchsten Wert die Auslöschungsschiefe $17^1/_2{}^0$. Ein Schnitt $\perp$ P und M lieferte $-8^1/_2{}^0$. Normal zur spitzen + Bisectrix c wurde erhalten: $27^1/_2{}^0$, 22^0. Normal zur Bisectrix a: 16^0, $16^1/_2{}^0$, $16^1/_2{}^0$, $17^1/_2{}^0$, 20^0, 22^0. Der Feldspat ist ein Albit mit bis ca. 10% An.

Glimmer ist nach Quarz der häufigste Gemengteil. In Lagen sich anreichernd, gibt er Anlaß zur ausgezeichneten Schiefrigkeit und dem glimmerschieferähnlichen Aussehen des Gesteins. Er hat muscowitartigen Charakter. Seine Spaltblättchen sind auf 0P völlig isotrop; sein optischer Achsenwinkel ist fast 0^0.

Chlorit kommt in langfaseriger, gewundener Gestalt vor und ist farblos bis blaßgrün. Seine Interferenzfarbe ist eigentümlich gelblichgrau bis braungrün und wird seidenartig-flammig ausgelöscht. Pleochroismus a' blaßbräunlich-gelbgrün, c' farblos. Charakter der Hauptzone negativ, optischer Charakter also positiv. Er zeigte sich immer sehr sauber und frei von Einschlüssen. An Menge tritt er zurück.

Hornblende kommt in breiten bis dünnen, sehr unregelmäßig umrissenen Stengeln vor, die große Neigung haben, netzartig durchlöchert bis diablastisch aufzutreten. Von den Einschlüssen ist am häufigsten Quarz und nicht selten sind diese, wenigstens teilweise, gleich orientiert, so daß eine Art perthitische Verwachsung vorliegt. Die Farbe ist im Dünnschliff blaß blaugrün; Pleochroismus c bläulich, a gelblich, b grünlichblau; $\gamma - \alpha =$ ca. 0·020; $c : c = 16^0, 16^0, 17^0$. Zwillinge nach (100) sind selten.

Granat. Makroskopisch dunkel und trüb rotbraun, ist er im Dünnschliff sozusagen farblos. Schön idiomorphe, sechsseitige Umgrenzung ist hauptsächlich bei den kleineren Granaten zu finden. Bei größeren ist sie undeutlich und oft ruinenartig, wobei die Seiten skelettartig zurückbleiben. Bei den größeren Krystallen ist in der Regel ein einschlußreicher Kern und eine einschlußreiche Zone vorhanden. Letzte ist nach innen scharf begrenzt und hat unregelmäßig rundliche Gestalt. Oft legt sich um ein kugeliges Granatkorn mit einem Kern von Einschlüssen eine Schale von Granat, die das rundliche Granatkorn gleichsam krystallographisch ausheilt, ihm

idiomorphe Begrenzung gibt. Am Anfang der Bildung dieser Schale wurden reichlich Mikroliten eingeschlossen (s. Fig. 7 der Tafel VII). Diese Eigentümlichkeiten im Aufbau scheinen anzuzeigen, daß ursprünglich klastische Granatkörner vorlagen, die infolge der Metamorphose wieder ihre äußere Kristalltracht erhielten. Die porphyroblastische Ausbildung der Granate spricht für diese Ansicht. Vor dem Lötrohr ließ sich der Granat nicht sehr leicht zu einem schwärzlichen, magnetischen Glase schmelzen. Es liegt daher sehr wahrscheinlich gemeiner Granat vor. Die großen Granatindividuen sind gewöhnlich kataklasartig von vielen kleineren Granatkörnern umgeben.

Zoisit ist nicht häufig, tritt aber regelmäßig im Gestein verteilt auf. Die nach b nicht sehr gestreckten Stengel zeigen im Querschnitt oft gut sechsseitige Umgrenzung durch (001), (100) und (101) und immer die Spaltrisse nach (001) und (100), die 115° miteinander bilden. Ein etwas nach *a* gestreckter Querschnitt || (010) wies nur vierseitige, rhomboëdrische Begrenzung auf durch (001) und (100). Auslöschungsschiefe $a : c = ca. -4°$. Zwillinge nach (100) sind verhältnismäßig häufig. Interferenzfarbe tiefblau. Der Zoisit ist also Klinozoisit.

Von Granat bei gewöhnlichem Licht im Dünnschliff nicht sofort zu unterscheiden ist Titanit, da dieser nur selten spitz-rhombische Querschnitte zeigt, sondern gewöhnlich in unregelmäßigen Körnern eingesprengt ist. Beim Auftreten hält er sich gerne an den Granat, und zwar oft so, daß er diesem anwächst. Farbe ganz schwach bräunlich, pleochroitisch grau zu rötlich, Absorption $c > a$.

Während Titanit sehr reichlich vorhanden ist, findet man Rutil weit spärlicher. Ausbildungsform ist kurz gedrungene Säule mit pyramidaler und basaler Endbegrenzung. Ziemlich deutlich pleochroitisch: parallel c schwingendes Licht wird sepiabraun, normal dazu schwingendes gelbgrün gefärbt.

Regelmäßig werden noch glattrundliche Körner eines stark licht- und sehr schwach doppelbrechenden Minerals angetroffen, das hin und wieder von wenigen geraden oder geschwungenen, gelblich bis rötlich gefärbten Sprüngen durchzogen ist. Es dürfte sich um Apatit handeln.

Ist dieses in Geröllen gefundene Gestein — wie es sehr den Anschein hat — identisch mit den „schistes micacés grenatifères“ Verbeeks, welche anstehend sind und mit den Schiefern von Loh

oelo wechsellagern, so geht es nicht wohl an, diesen Teil der Loh oelo-Schiefer, der so hoch krystalline Gneise enthält, nur kretazisches — wie Verbeek es tut — und nicht paläozoisches oder noch höheres Alter zu geben.

2. Grünschiefer von Loh kidang.

Dies Gestein wird von Verbeek als Serpentinschiefer bezeichnet. Es nimmt nach ihm den Hauptanteil am Aufbau des Schiefergebietes von Loh oelo.

Das grünliche Gestein ist ausgezeichnet schieferig, hat etwas seidenartigen Glanz und glatten Bruch. Sein äußerst feinfaserig-schuppiger Aufbau läßt von bloßem Auge kein Mineral erkennen. Auf den Spalt- und Kluftflächen machen sich indischrote Verwitterungsflecken bemerkbar.

Am Querschliff sieht man, daß das Gestein aus einem Wechsel von grünlichen und weißlichen Lagen und Linsen besteht. U. d. M. erkennt man erstere als sehr feinkörnig, letztere als grobkörnig. Jene bestehen aus einem oft schwer zerlegbaren Filz von hauptsächlich schuppigen, faserigen und stengeligen Mineralien. Besonders ein Mineral ist sehr hervortretend und bildet gleichsam den Untergrund des Filzes. Verbeek hat es für Serpentin oder wenigstens für ein serpentinöses Mineral gehalten. Es hat grünliche Farbe; Pleochroismus gelb zu grün. Lichtbrechung ca. 1·6; Doppelbrechung sehr schwach, schön dunkelblaue Interferenzfarben liefernd. Es ist ein Chlorit, und zwar Pennin.

Den schiefrigen Charakter bringt besonders zum Ausdruck heller Glimmer, der zahlreich, aber in sehr kleinen Schuppen vorhanden ist.

Ebenso zahlreich wie Chlorit und heller Glimmer sind Mineralien der Epidotgruppe. Sie sind ziemlich gleichmäßig dicht über die grünen, filzigen Lagen zerstreut. Ihre Ausbildungsform ist eher die gedrungener Stengel, die im Querschliff als Körner erscheinen. Außer Epidot, d. h. Pistazit ist Zoisit da; ob klino- oder rhombischer Zoisit konnte der Kleinheit der Kristalle wegen nicht ermittelt werden.

Kleine, meist gut idiomorph begrenzte Granatkörner finden sich überall. Auch findet man zwischen diesen Mineralien, vorzugsweise vereinzelt, seltener in Schmitzen angesammelt, Albit, wahrscheinlich da und dort mit Quarz vergesellschaftet. Leukoxen in dichten Haufen kommt ziemlich oft vor.

Die grobkörnigen Lagen, die oft rasch auskeilen, linsenartig gestaltet sind, bestehen hauptsächlich aus Calcit und Quarz. Im Schnitt bildet der Calcit große Fladen, die aus Körnern aufgebaut sind, so daß brecciöse Auslöschung dieser Calcitnester statthat. Außerdem löschen die einzelnen Calcitkörner wie die Quarzkörner undulös aus. Letzte greifen zahnartig ineinander. Pennin in schönen, einheitlich aufgebauten kubischen Paketen und heller Glimmer in größeren dicken Schuppen kommen immer, aber verhältnismäßig spärlich vor. Neben Calcit bilden sie die größten Individuen. Gleich klein wie in den kleinkörnigen, chloritreichen Lagen, kommt Epidot und Zoisit ziemlich zahlreich vor. Oft vereinigen sie sich aber zu größeren, einheitlich aufgebauten Epidotmassen. Granat und Albit sind spärlich vorhanden. Kleine Titanitkörner sind überall und ziemlich oft zu finden; größere, körnige Pyritmassen sind spärlich.

Das Gestein kann man als **quarzitischen Chloritschiefer** bezeichnen. Ohne Schwierigkeit wird man es mit Verbeek als dynamometamorph veränderten Diabastuff ansehen können. Die beobachtete Lagenstruktur entspricht wahrscheinlich einem ursprünglichen Wechsel von eruptivem, diabasischem Tuff und sedimentärem Material. Man könnte es auch als metamorphen Schalstein bezeichnen.

3. Chloritischer Sericitschiefer.

Die untersuchte Probe dieses nach Verbeek oft vorkommenden Gesteins stammt von einem Block im Dorfe Loh kidang. Es ist unregelmäßig wellig-schieferig, auf frischem Bruch grauschwarz, graphitartig gefärbt und von fettartigem Glanz. Auch machen sich Anzeichen von Rutschstreifen und Clivage bemerkbar.

Am Querschliff sieht man unter dem Mikroskop in einem sehr feinfaserigen, schuppigen, parallelstruierten Gewebe dünne, unregelmäßige Lagen und Linsen von grobkörnigeren Mineralien liegen. Das fein struierte Fasergewebe besteht vorwiegend aus eng miteinander verbundenem Muscowit und Chlorit. Lagerartig beigemengt ist diesem gewöhnlich ein schwärzliches Pigment in großer Menge. Größere Körner, die diese Pigmentlagen begleiten, bestehen aus schwarzem oxydischem Eisenerz, das oft reguläre Umgrenzung aufweist. Natürlich fehlen dem feinfaserigen Lager auch nicht ganz die Mineralien der grobkörnigeren Lagen in kleinen Individuen.

Diese stellen ein Gemenge von Albit und Quarz dar. Sehr dünne, parallele Sericit-Chloritlagen teilen es in viele Körnerlagen, die im Querschnitt oft nur aus einer Reihe von Mineralkörnern bestehen. Die Größe der Quarz- und Feldspatkörner sinkt oft zu kleinen Dimensionen herab, nicht selten aber erreichen einzelne beträchtlichere Größe und läßt dann Albit deutlich Zwillingslamellen mit den für Albit charakteristischen Auslöschungsschiefen erkennen. Selten sind auch Calcitnester vorhanden.

Überall findet sich eine Unmenge kleinster Nädelchen von gelblich-bräunlicher Farbe und hoher Lichtbrechung, die wohl Rutil sind. Auch findet sich häufig Pyrit vor.

4. Braunroter Hornstein.

Das schokoladebranne, sehr harte Gestein hat dieselben Eigenschaften wie der von Verbeek im Profil nördlich Sadang (vergl. pag. 58) angegebene rotbraune Hornstein. Dieser Hornstein wurde anstehend im Kali Tjajaban, einem westlichen Nebenflusse des Loh oelo, gefunden. Dieser Fluß liegt schon ganz im Eozän; aber vermittelst einer Aufwölbung der Schichten treten unterhalb Mirahan die unterlagernden Schiefer noch einmal zutage. Von diesem Aufschluß wird der Hornstein stammen.

Die Untersuchung unter dem Mikroskop lehrte die Anwesenheit vieler, etwas undeutlicher, kreisrunder Radiolariendurchschnitte und lieferte dasselbe Bild wie die alpinen Radiolarite. Es liegt also Radiolarienhornstein vor.

Dieses Vorkommen von Radiolarit mit Gabbrogesteinen bildet ein weiteres Beispiel für die von G. Steinmann[1]) ausgesprochene „offenbar gesetzmäßige Verknüpfung von Gesteinen der Gabbro-Peridotitreihe mit Radiolariten“ in jüngeren Faltengebirgen von alpinem Charakter. Bemerkt sei übrigens an dieser Stelle, daß in der Mehrzahl der Fälle, wo gabbro-peridotitische Gesteine vom malaiischen Archipel gemeldet werden, auch die Angabe von vorkommenden Radiolarienhornsteinen nicht fehlt.

Solche Radiolarienhornsteine können nun auf zweierlei Arten entstanden sein. Einmal könnte es sich bei ihnen um adinolartige

[1]) G. Steinmann, Geolog. Beobachtungen in den Alpen. II.: Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der ophiolitischen Massengesteine. Ber. d. nat. G. Freiburg i. Br., XVI. Bd.

Kontaktbildungen handeln, entstanden durch Kontaktwirkung basischer Eruptivgesteine auf Radiolarien führende sedimentäre Schiefer unter beträchtlicher Zuführung von SiO_2[1]), oder es sind primäre, eigentliche Radiolarite, die so, wie sie jetzt vorliegen, im Meere abgesetzt wurden. Kontakthornsteine müssen sich verraten durch einen hohen Natrongehalt. Da Verbeek vom Loh oelo-Gebiet Radiolarite anführt, die den Schiefern konkordant zwischengelagert sind, so war für unseren Radiolarit nur neptunische Entstehungsweise wahrscheinlich. Bestätigung dieser Auffassung brachte folgendes Ergebnis der chemischen Analyse, die Fräulein N. Sahlbom im hiesigen geologischen Institut ausführte:

SiO_2	= 94·45
TiO_2	= Sp.
Al_2O_3	= 1·44
Fe_2O_3	= 1·60
MnO	= Sp.
CaO	= 0·40
MgO	= 0·21
K_2O	= 0·47
Na_2O	= 0·85
H_2O	= 0·84
Feuchtigkeit	= 0·68
	100·94
Spez. Gew.	= 2·46

Steinmann[2]) spricht die Radiolarite als Absätze des Tiefmeeres an und verlangt daher die Annahme, daß die mit ihnen so oft vorkommenden basischen Tiefengesteine unter oder in großen Meerestiefen erstarrt sind. In unserem Fall stimmt das aber nicht, da wir den Grünsteinen, d. h. metamorphen Schalsteinen, Kalkschichten zwischengelagert finden, die *Orbitolina concava* führen, eine agglutinierende Foraminifere, welche als Lebensbedingung Meer von geringer Tiefe verlangt und keine Tiefsee.

Für andere Radiolarienhornsteine und radiolarienführende Schichten überhaupt, die auf dem malaiischen Archipel gefunden

[1]) Derartig entstandene Radiolarite finden sich nach mündlicher Mitteilung von C. Schmidt sowohl in den Freiburger Alpen als auch in der Gegend von Spezia u. Florenz.

[2]) Loc. cit. pag. 65.

wurden, konnte auch küstennaher Absatz nachgewiesen werden.[1]) So betonte Wing Easton[2]) das Vorkommen von Radiolarien in Schichten der Trias-, Jura- und Kreideformation, in Ablagerungen, welche nahe der Küste in seichtem Wasser entstanden sind.

Zusammenfassung.

Die Eruptivgesteine von Loh oelo gehören teils der Kreide, teils dem Tertiär an.

Zu den tertiären Eruptivgesteinen von Loh oelo rechne ich:

1. das von Verbeek als Quarzporphyrit bestimmte Gestein am Kali Soeroean, das ein sehr saurer, liparitischer Dacit ist. Besonders bemerkenswert an ihm ist die randliche Albitisierung der Plagioklaseinsprenglinge, die ein neues Licht wirft auf die Familie der Keratophyre und Quarzkeratophyre;

2. den Hypersthenaugitandesit vom Kali Watoe belah;

3. den Theralitdiabas von Gg. Karangan. Verbeek hielt dieses Gestein für einen gewöhnlichen Diabas von kretazischem Alter. Seine Ähnlichkeit mit den Analcimdiabasen und Augitteschenite Kaliforniens ist besonders hervorzuheben. Die Anwesenheit ähnlicher Vertreter der Essexit-Theralitreihe unter den gabbro-diabasartigen Eruptivgesteinen, die aus dem übrigen Gebiete von Java (besonders von Djiwo) sowie von Sumatra und Borneo gemeldet werden, ist dadurch sehr wahrscheinlich gemacht.

Die Eruptivgesteine von Loh oelo, die zur Kreide gezählt werden, gehören der Gabbroreihe an. Sie sind alle mehr oder weniger merklich dynamometamorph beeinflußt. Es sind vorhanden:

1. der Olivinnorit vom Kali Soeroean. Auffallend an diesem Gestein ist ein isotropisches Mineral, das im Feldspat auf der Grenze gegen den sich serpentinisierenden Olivin und den sich bastitisierenden Bronzit auftritt. Es wurde mit der „matière colloïde" Duparcs identifiziert und mit H. Preiswerk auch für ein Zwischenglied zwischen optisch positivem Chlorit und optisch negativem Serpentin aufgefaßt;

2. der Gabbro-Norit von Watoe belah; er ist teilweise — wahrscheinlich randlich — als Diabas oder als Amphibolit

[1]) Vergl. K. Martin, Mesozoisches Land und Meer im Indischen Archipel. N. J. f. Min., 1907, I, pag. 115—119.

[2]) N. Wing Easton, Geologie eines Teiles von West-Borneo etc. Jaarboek v. h. Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 33. Wet. Ged.

entwickelt. Die xenomorph umgrenzte, grüne Hornblende des Amphibolits ist umrandet von Tremolit.

Das Glaucophangestein von Loh kidang ist als metamorpher Quarzhypersthendiorit aufzufassen. Es ist das sauerste bisher konstatierte Glaucophangestein, das aus einem Eruptivgestein entstanden ist. Auffallenderweise ist der sich bastitisierende rhombische Pyroxen des primären Gesteins im Aufbau und Bestand der Serpentin-Talk-Chloritpseudomorphosen noch gut nachzuweisen. Das Gestein stammt seines hochmetamorphen Zustandes wegen wahrscheinlich aus vorkretazischer Zeit.

Die basischen Typen unter den Eruptivgesteinen von Loh oelo enthalten als atmosphärilische Zersetzungsprodukte der Feldspate gern Prehnit und Zeolithe, besonders Analcim.

Die kretazischen Schiefer von Loh oelo bestehen nach Verbeek zum größten Teil aus sogenannten Serpentinschiefern. Es sind dies grünschieferartige, quarzitische und karbonathaltige Chloritschiefer, die als metamorphe Schalsteine betrachtet werden können. Die weniger häufigen Granatglimmerschiefer befinden sich in einem so hochkrystallinen Zustand, daß für sie ein höheres Alter als Kreide angenommen werden muß. Die den Schiefern eingelagerten braunroten Hornsteine sind typische sedimentäre Radiolarite.

Außerdem wurden noch einige Gesteine untersucht, die sich nicht in sichere Beziehung zu obenstehenden Gesteinen setzen ließen: 1. ein grünes, taveyannazsandsteinartiges Gestein aus dem Tjajabantal. Es ist ein Andesittuff; 2. ein zwischen Loh kidang und Karang Samboeng gefundenes, ölquarzitartiges Gestein, das als einam Kontakt mit einem Eruptivgestein entstandener Ägyrinaugitquarzit an zu sehen ist. Es stammt wahrscheinlich aus dem eozänen Konglomerat.

* * *

Zum Schlusse ist es mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. C. Schmidt und Herrn Privatdozenten Dr. H. Preiswerk zu danken für ihre mir bei der Ausführung vorliegender Arbeit gewährte Hilfe. Auch danke ich Herrn Dr. A. Tobler, der die untersuchte Gesteinsreihe gesammelt hat und der mir seine geologischen Notizen in gütiger Weise überließ.

Basel, Mineralog.-geologisches Institut der Universität,
30. Oktober 1908.

Vita.

Ich, Gottlob August Niethammer, wurde in meiner Heimatstadt Basel geboren am 16. November 1882 als Sohn des Kaufmannes Christian Niethammer und der Dorothea Mayer in Basel. Nachdem ich die Primarschule und die untere Realschule in Basel durchlaufen hatte, besuchte ich von 1897 an die obere Realschule in derselben Stadt. Im Herbst 1900 trat ich mit dem Zeugnis der Reife an die Universität Basel über. Die Studien, denen ich nun oblag, fanden im Sommer 1903 einen vorläufigen Abschluß durch das Examen für Mittelschullehrer in naturwissenschaftlichen Fächern. Während des Winters 1903/04 arbeitete ich an der osteologischen und wirbeltierpaläontologischen Abteilung des Baseler Naturhistorischen Museums als Assistent von Dr. H. G. Stehlin. Nachdem ich einige Zeit in Zürich und Basel als Lehrer tätig gewesen, begann ich im Frühjahr 1905 an der Universität Basel meine geologischen Fachstudien, die sich besonders auf dem Gebiete der Petrographie bewegten. Herrn Priv.-Doz. Dr. A. Tobler verdanke ich, daß ich nebenbei auch in die praktische Geologie eingeführt wurde. Als Assistent war ich in den Sommern 1905 und 1906 in seinem Aufnahmegebiet der Klippen am Vierwaldstättersee tätig. Nach der Ausführung vorliegender Dissertation unter der Leitung von Prof. Dr. C. Schmidt bestand ich im Sommer 1907 das Doktorexamen in Geologie, Mineralogie, Botanik und Zoologie.

Vorlesungen hörte ich bei folgenden Dozenten: C. Schmidt, A. Tobler, H. Preiswerk, F. Zschokke, † R. Burckhardt, † W. Schimper, A. Fischer, G. Senn, Ed. Hagenbach-Bischoff, J. Piccard, Fr. Fichter, A. Riggenbach, H. Kinkelin, F. Heman, † Largiadèr, Albrecht Burckhardt, G. Wolff, K. Joël, B. Duhm, H. Boos.

An Übungen nahm ich teil bei den Herren: Schmidt, Tobler, Preiswerk, Buxtorf, Zschokke, † Schimper, Fischer, Senn, Hagenbach-Bischoff, Fichter, Heman, Flatt, Hübscher.

Ich ergreife an dieser Stelle gern die Gelegenheit, allen diesen Herren für ihren Unterricht zu danken, besonders meinen Lehrern in der Geologie: Prof. Dr. C. Schmidt, Dr. A. Tobler, Dr. H. Preiswerk und Dr. A. Buxtorf.

Erklärungen zu den Figuren der Tafel VII.

Fig. 1. Karlsbader Zwilling mit Albitzwillingslamellen. Plagioklaseinsprengling des Dacits von Kali Soeroean (vergl. pag. 12).

Fig. 2. Hypersthen umgeben von Augit. Einsprenglinge in Hypersthenaugitandesit vom Kali Watoe belah (vergl. pag. 22).

Fig. 3. Theralitdiabas von Goenoeng Karangan. Plagioklas und sein Zersetzungsprodukt Analcim (A) zwischen + Nicols gezeichnet. Der Analcim (A) als Mesostasis, größtenteils zersetzt in Klinochlor, ist bei gewöhnlichem Licht dargestellt. Augit, zum Teil idiomorph, zum Teil xenomorph. Magnetitskelett (vergl. pag. 25—29). Vergrößert 25mal.

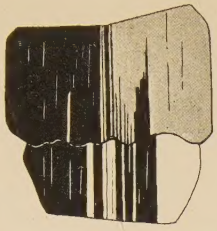
Fig. 4. Olivinnorit vom K. Soeroean. Serpentinisierter Olivin mit isotropem Mantel und Aktinolithzwickel im Rande, Plagioklas (teilweise zersetzt in Prehnit, Zeolith und Saussürit) und Bronzit (vergl. pag. 31—36). Vergrößert 16mal.

Fig. 5. Gemeine Hornblende, xenomorph umgrenzt, umrandet von Tremolit. Aus Amphibolit von K. Watoe belah (vergl. pag. 47).

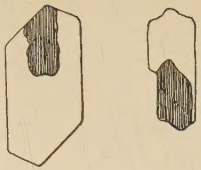
Fig. 6. Glaucophangestein von Loh kidang. Serpentin-Talk-Chloritpseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen mit Magnetitschnüren und wenig Granaten, in Gemenge von Quarz, Glaucophan und Muscowit (vergl. pag. 49—52). Vergrößert 13mal.

Fig. 7. Granat aus Granatgneisglimmerschiefer von Loh oelo (vergl. pag. 61).

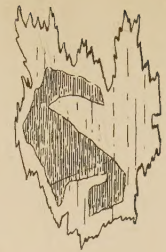
Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.



1.

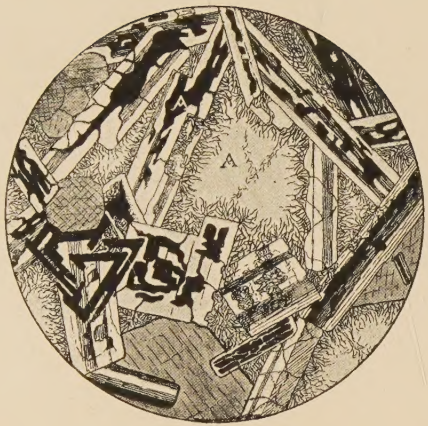


2.



5.

7.



3.

4.

6.

Gez. v. G. Niethammer.

Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen, Bd. XXVIII, H. 3.
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitätsbuchhändler in Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.